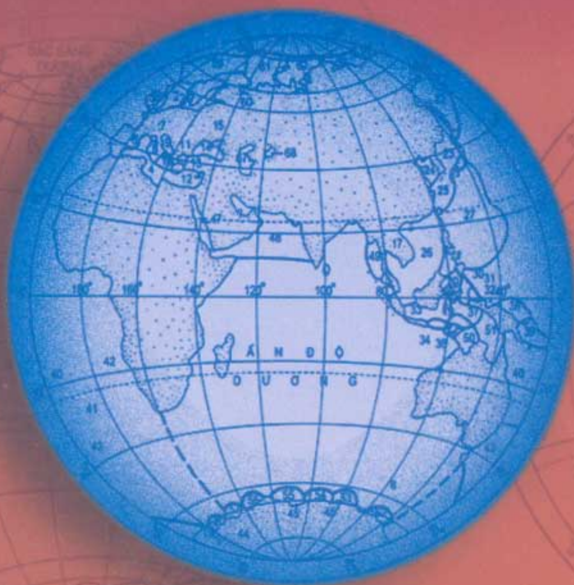
BỘ GIÁO DỤC VÀ ĐÀO TẠO
DỰ ÁN ĐÀO TẠO GIÁO VIÊN THCS
LOAN No 1718 - VIE (SF)

HOÀNG NGỌC OANH (Chủ biên) - NGUYỄN VĂN ÂU
LÊ THỊ NGỌC KHANH

ĐỊA LÍ TỰ NHIÊN ĐẠI CƯƠNG 2

KHÍ QUYỂN VÀ THUỶ QUYỂN





NHÀ XUẤT BẢN ĐẠI HỌC SƯ PHẠM

HOÀNG NGỌC OANH (Chủ biên) - NGUYỄN VĂN ÂU

ĐỊA LÍ TỰ NHIÊN ĐẠI CƯƠNG 2

(KHÍ QUYỂN VÀ THUỶ QUYỂN)

(Giáo trình Cao đẳng Sư phạm)

NHÀ XUẤT BẢN ĐẠI HỌC SƯ PHẠM

MỞ ĐẦU

Cuốn sách này nhằm cung cấp những tư liệu và gợi ý về phương pháp dạy học phần *Khí quyển và Thủy quyển* trong môn học *Địa lí tự nhiên đại cương* cho GV và SV trường Cao đẳng Sư phạm Việt Nam theo tinh thần đổi mới PPDH đã được xác định rõ trong Nghị quyết Hội nghị Ban chấp hành Trung ương Đảng lần thứ 4 khóa VII (1/1993), lần thứ 2 (khóa VIII (12/1996) và được thể chế hóa trong Luật giáo dục (12/1998). Mục tiêu trên là đúng nhưng chúng ta, cả người viết, người dạy cũng như người học còn lúng túng là làm thế nào để hiểu đúng và hành động đúng theo tinh thần của các nghị quyết trên.

Về lí luận đổi mới PPDH hiện nay đã được các nhà khoa học, các nhà sư phạm đề cập đến nhiều trong các sách báo, qua các phương tiện truyền thông trong cả nước, chúng ta nên thực hành theo lí luận đổi mới đó. Để thực hành có kết quả tốt, theo chúng tôi, bản thân chúng ta hãy mạnh dạn tự đổi mới mình.

Về phía chúng tôi (những người viết) tự đổi mới như thế nào đã được thể hiện trong cuốn sách này qua:

- *Về nội dung kiến thức:* Được cấu tạo phù hợp với hoạt động dạy học theo phương pháp mới và được tăng cường bằng những bài đọc thêm, sách tham khảo, câu hỏi, bài tập, bảng số, hình vẽ... không phải để minh họa mà phải biến chúng thành đồ dùng, phương tiện dạy học.

- *Về kĩ năng:* Tăng cường quan sát tự nhiên, phân tích, dự đoán, giải thích các hiện tượng, quan sát bảng số, hình vẽ, bản đồ địa lí và biết khai thác chúng.

- *Về thái độ tình cảm:* Gây hứng thú học tập phần Khí quyển, Thủy quyển để sau này dạy tốt các bài về Thủy quyển, Khí quyển ở THCS. Củng cố tính trung thực, không ngại khó, suy nghĩ lôgic, tinh thần hợp tác đồng đội; bảo vệ gìn giữ môi trường, cải thiện điều kiện sống cho gia đình và cộng đồng.

Về phía người dạy phải đổi mới bằng cách không thỏa mãn với kiến thức đã có, phải tự đào tạo nhằm nâng cao và mở rộng kiến thức để trở thành người tổ chức,

người đạo diễn thực thụ hòa mình vào các hiện tượng, các quá trình diễn biến trong bài học.

Về phía người học phải đổi mới bằng cách không thụ động, luôn luôn đặt ra các câu hỏi tại sao, vì sao, từ đâu, làm thế nào... tìm ra được đó là chức năng của một nhà thám hiểm trong sách, chuẩn bị trở thành nhà thám hiểm ngoài tự nhiên trong tương lai.

Cấu trúc của cuốn sách gồm 3 chương: Chương I – *Khí quyển*. Chương II – *Thủy quyển*. Chương III – *Thực hành thiết kế tiến trình hoạt động dạy học*. Trong mỗi chương gồm nhiều mục nhỏ được thể hiện qua các bước: nêu vấn đề, giải quyết vấn đề, kết luận.

Cuốn sách này dùng cho 2 chương trình nhưng có những yêu cầu khác nhau:

Đối với môn 1: Phải dạy học tất cả nội dung kiến thức có trong sách, tự đọc các bài đọc thêm và làm các bài tập khó, riêng đối với SV giỏi phải biết vận dụng bài đọc thêm để nghiên cứu khoa học theo hình thức niên luận hay khóa luận.

Đối với môn 2: Vì ít thời gian nên có thể bỏ bớt một số công việc như: không phân công SV chuẩn bị đồ dùng dạy học mà chỉ dùng những đồ dùng của GV đã có sẵn. Không bắt buộc phải nghiên cứu các bài đọc thêm, yêu cầu trả lời được các câu hỏi nhằm củng cố kiến thức, không yêu cầu làm các câu hỏi và bài tập khó, không bắt buộc phải giải thích cặn kẽ các quy luật mà chỉ cần công nhận một cách chính xác.

Người viết hi vọng cuốn sách này sẽ giúp ích cho các bạn dạy và học theo tinh thần đổi mới. Chúng tôi rất mong nhận được ý kiến đóng góp phê bình của các nhà khoa học, các nhà sư phạm, các bạn đọc để hoàn thiện cuốn sách đúng với yêu cầu đổi mới PPDH của ngành Giáo dục và Đào tạo.

ĐỊA LÍ TỰ NHIÊN ĐẠI CƯƠNG 2
(KHÍ QUYỂN - THUỶ QUYỂN)

Mục tiêu :

Học phần Địa lí tự nhiên đại cương 2 nhằm trang bị cho sinh viên:

- Các đặc điểm cơ bản của hai thành phần Khí quyển - Thuỷ quyển của Trái Đất.

- Mối quan hệ giữa hai thành phần Khí quyển - Thuỷ quyển và mối quan hệ giữa chúng với các thành phần khác trong lớp vỏ địa lí, đặc biệt trong việc điều hoà lượng nhiệt ẩm và phân bố lại năng lượng vật chất trên bề mặt Trái Đất.

- Giải thích được các hiện tượng thông thường về khí hậu - thuỷ văn trên Trái Đất và ở nước ta.

- Có các kĩ năng thực hành thu thập, phân tích và xử lí các số liệu khí hậu - thuỷ văn phục vụ việc nghiên cứu và giảng dạy phần Khí quyển - Thuỷ quyển trong chương trình dạy học sau này.

Chương 1
KHÍ QUYỂN

§1. CÁC KHÁI NIỆM CHUNG

1.1. Khí quyển

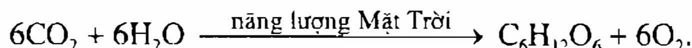
Xung quanh Trái Đất có lớp không khí bao bọc gọi là khí quyển, khí quyển cùng tham gia vào các vận động của Trái Đất. Không khí khác với đất, đá, nước là có khả năng co giãn mạnh, nên mật độ và tỉ trọng của nó giảm nhanh theo chiều cao. Một nửa khối lượng khí quyển tập trung từ mặt đất đến độ cao khoảng 5 km, 3/4 ở dưới 10 km, 9/10 ở dưới 20 km, từ độ cao 20 km trở lên chỉ còn lại 1/10 khối lượng toàn bộ khí quyển ; như vậy càng lên cao không khí càng loãng, đến độ cao khoảng 20.000 km, mật độ của không khí đã giảm gần hết, ta có thể xem đây là giới hạn trên của khí quyển, từ đây trở lên là khoảng chân không bao la.

1.2. Không khí

Không khí khô và trong sạch không màu sắc, không mùi vị, được cấu tạo bởi hai chất khí chính là nitơ (N_2) và oxy (O_2). Thể tích nitơ chiếm hơn 78%, oxy chiếm gần 21%, cả hai chất chiếm 99,03%, ngoài ra còn có acgông (Ar) chiếm 0,93%, cacbonic (CO_2) chiếm 0.03%. Các chất khí còn lại là nêông (Ne), hêli (Hc), kriptôn (Kr), hyđrô (H_2), ôdôn (O_3), iốt (I) vv... chiếm 0,01%. Tỉ lệ phần trăm này không thay đổi theo chiều ngang cũng như theo chiều cao trong khí quyển.

Riêng cacbonic và ôdôn, hai chất khí này phân bố không đều và không ổn định do nguồn gốc phát sinh của chúng.

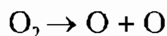
Lượng khí cacbonic trong khí quyển thay đổi và phân bố không đều vì nó phụ thuộc vào nguồn cung cấp CO_2 cho khí quyển do hít thở, cháy, các khu công nghiệp, núi lửa vv... Khí CO_2 tuy có ít (0,03%) trong khí quyển nhưng rất quan trọng vì nó kết hợp với nước, ánh sáng và năng lượng Mặt Trời, cây xanh quang hợp tạo nên chất hữu cơ và oxy rất cần cho sự sống của hầu hết sinh vật trên Trái Đất kể cả con người. Quá trình quang hợp được biểu thị bằng phương trình :



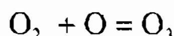
$$6CO_2 + 6H_2O \xrightarrow{\text{năng lượng Mặt Trời}} C_6H_{12}O_6 + 6O_2.$$

Lượng khí cacbonic nếu tăng lên gấp rưỡi thì sản phẩm quang hợp sẽ tăng lên. Nhưng nếu tăng lên quá giới hạn cho phép (0,2%) cây sẽ bị ngộ độc chết. Đặc biệt khí cacbonic còn có khả năng tạo điều kiện cho năng lượng Mặt Trời xuyên qua khí quyển tới mặt đất và ngăn cản sự phát xạ của mặt đất, cho nên khi lượng cacbonic tăng thì nhiệt độ mặt đất sẽ tăng theo.

Lượng ôdôn chỉ có 0,000001% về thể tích nhưng không ổn định, nó tập trung ở độ cao 25 - 30 km, giảm dần xuống dưới và lên phía trên, đến độ cao khoảng 60km không còn ôdôn. Quá trình hình thành O_3 từ oxy : khi O_2 hấp thụ năng lượng Mặt Trời, phân tử O_2 bị phân li thành nguyên tử. Nguyên tử oxy kết hợp với phân tử oxy thành phân tử ôdôn.



$$O_2 \rightarrow O + O$$

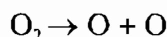


$$O_2 + O = O_3$$

Khi ôdôn hấp thụ năng lượng của tia tử ngoại trong năng lượng Mặt Trời làm cho phân tử ôdôn bị phân li thành nguyên tử và phân tử oxy.



$$O_3 \rightarrow O_2 + O$$



$$O_2 \rightarrow O + O$$

Như vậy là trong khí quyển sự hình thành và phân huỷ ôdôn là hai quá trình xảy ra đồng thời. Nhờ có ôdôn hấp thụ năng lượng các tia tử ngoại từ bức xạ Mặt Trời nên sự sống trên Trái Đất không bị đe doạ. Hiện nay tầng ôdôn đã bị thủng, lượng ôdôn bị suy giảm, đấy là mối lo chung của xã hội loài người.

1.3. Cấu trúc của khí quyển

1.3.1. Cấu trúc thẳng đứng.

Kết quả nghiên cứu cho thấy khí quyển không đồng nhất theo chiều thẳng đứng và bị phân hoá thành tầng, mỗi tầng đều có những đặc điểm riêng của nó.

a) Tầng đối lưu : Bề dày của tầng đối lưu từ mặt đất đến độ cao 10 - 15 km và luôn luôn thay đổi theo thời gian và không gian : mùa hè lớn hơn mùa đông, ở xích đạo (15 - 17 km) lớn hơn ở cực (8 km). Đại bộ phận (4/5) khối lượng không khí của khí quyển nằm trong tầng đối lưu.

Đặc điểm nổi bật của tầng đối lưu là nhiệt độ giảm theo chiều cao, trung bình là 0,6°C/100m, ở đỉnh tầng đối lưu nhiệt độ tăng dần từ xích đạo (-70°C) đến cực là (-55°C). Không khí chuyển động mạnh theo chiều thẳng đứng, tất cả các quá trình vật lí xảy ra trong tầng đối lưu có ý nghĩa quyết định đến thời tiết và khí hậu ở mặt đất.

b) Tầng bình lưu : Tầng bình lưu nằm từ giới hạn trên của tầng đối lưu đến độ cao 50 - 60 km. Đặc điểm của tầng này là nhiệt độ tăng theo chiều cao (do có lớp ôdôn nằm trong tầng này đã hấp thụ năng lượng của tia tử ngoại nên tích luỹ được năng lượng). Chuyển động của không khí theo chiều thẳng đứng yếu hẳn đi, mà chuyển động ngang chiếm ưu thế, gió ở đây là gió tây vì hướng của Gradien khí áp nằm ngang là hướng từ xích đạo về 2 cực, các đường đẳng áp thẳng và song song không có ma sát. Hơi nước ở đây còn rất ít, song ở độ cao 25 km vẫn còn thấy có mây xà cừ, mây này được cấu tạo từ những hạt nước lạnh.

c) Tầng giữa : Tầng giữa từ giới hạn trên của tầng bình lưu đến độ cao 75 - 80 km ở đây nhiệt độ giảm mạnh theo chiều cao, từ 0°C ở giới hạn dưới giảm xuống −75°C ở giới hạn trên. Áp suất của khí quyển ở độ cao 80 km nhỏ hơn 200 lần so với áp suất ở mặt đất. Như vậy là từ mặt đất đến độ cao 80 km đã chiếm 99,5% khối lượng khí quyển, còn từ đây trở lên chỉ còn 0,5% khối lượng khí quyển nghĩa là không khí đã rất loãng.

d) Tầng ion : Tầng ion nằm từ giới hạn trên của tầng giữa đến độ cao khoảng 1000 km. Ở phần dưới của tầng ion nhiệt độ tăng theo chiều cao, đến độ cao 300 km

nhiệt độ đã lên tới 2000 - 3000°C, nên lớp này gọi là lớp nhiệt, bên trên lớp này nhiệt độ lại giảm mạnh và đạt tới nhiệt độ không gian vũ trụ.

Trong tầng ion, các chất khí bị phân li mạnh thành các ion vì vậy khả năng dẫn điện của tầng này tăng lên 10^{12} lần so với lớp không khí gần mặt đất. Tầng ion lại có khả năng hấp thụ, khúc xạ và phản hồi sóng điện từ, vì vậy mà sóng phát ra từ một địa điểm được truyền đến tất cả các địa điểm khác trên mặt đất.

Trong tầng ion còn thấy có hiện tượng cực quang. Cực quang là hiện tượng do các dòng những hạt tích điện phóng ra từ những vùng hoạt động nhất ở mặt ngoài của Mặt Trời, khi rơi vào từ trường Trái Đất, các hạt này lệch hướng và xâm nhập chủ yếu vào miền cực của Trái Đất, gây ra hiện tượng phát sáng của các chất khí ở lớp khí quyển trên cao (400 - 500 km) mà ở các vùng vĩ độ cao có thể nhìn thấy, gọi là cực quang.

đ) Tầng khuếch tán : Tầng khuếch tán ở độ cao trên 1000 km, đó là tầng ngoài của khí quyển, giới hạn trên của nó vào khoảng 20.000 km. Đặc điểm của tầng này là có khả năng làm khuếch tán các chất khí vào không gian vũ trụ, tốc độ chuyển động của các chất khí rất lớn. Không khí vô cùng loãng, trong mỗi cm^3 chỉ còn vài nghìn phân tử đã bị ion hoá.

1.4. Cấu trúc ngang - khối khí

Theo chiều ngang khí quyển cũng không đồng nhất, đặc biệt trong tầng đối lưu, vì bị ảnh hưởng trực tiếp của bề mặt đất. Căn cứ vào tương quan nhiệt ẩm và động lực của khí quyển người ta đã phân thành 4 khối khí, mỗi khối khí phát sinh trên một đới địa lí riêng (hình 1).

1.4.1. Khối khí nóng ẩm, phát sinh ở đới xích đạo từ 10 - 15° vĩ tuyến bắc đến 10 - 15° vĩ tuyến nam, có vành đai áp thấp nhiệt lực, gió thịnh hành là hướng đông.

1.4.2. Khối khí nóng khô, phát sinh ở đới nhiệt đới từ 10 - 15° đến 30 - 35° vĩ tuyến bắc và nam, có vành đai áp cao động lực, gió thịnh hành theo hướng đông.

1.4.3. Khối khí ôn hoà, nhiệt độ không cao, mưa không nhiều, phát sinh ở đới ôn đới từ 30 - 35° đến 60 - 65° vĩ tuyến bắc và nam, có vành đai áp thấp động lực, gió thịnh hành theo hướng tây.

1.4.4. Khối khí lạnh, nhiệt độ trung bình các tháng đều thấp, mùa đông rét buốt, mùa hè lạnh, phát sinh ở vùng cực bắc và cực nam là vùng áp cao nhiệt lực, gió thịnh hành theo hướng đông. Khối khí này thường bị thu hẹp lại vào mùa hè, mở rộng ra vào mùa đông (Hình 1).

1.5. Thời tiết

Thời tiết là trạng thái của khí quyển ở khu vực hay địa điểm nào đó vào một thời điểm cụ thể ; nó được đặc trưng bởi các trị số về nhiệt độ, mây, mưa, độ ẩm tương đối, gió, vv... của thời điểm đó, được gọi là các yếu tố khí tượng hay các yếu tố thời tiết.

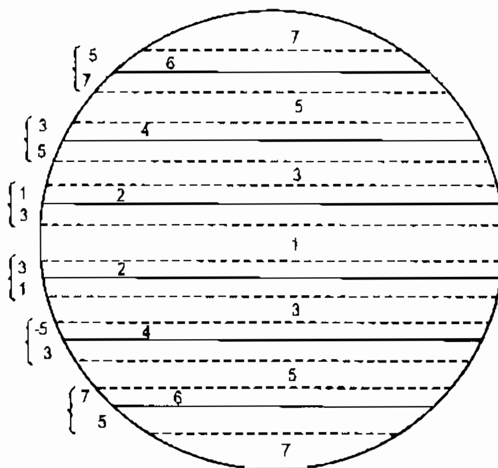
Thời tiết có tính chất không ổn định, hay thay đổi bất thường.

1.6. Khí hậu

Khí hậu là trạng thái của khí quyển ở nơi nào đó, được đặc trưng bởi các trị số trung bình nhiều năm về nhiệt độ, độ ẩm, lượng mưa, lượng nước bốc hơi, lượng mây, gió, vv... đó là các yếu tố hình thành khí hậu. Như vậy ; Khí hậu là trị số trung bình nhiều năm của thời tiết. Khí hậu có tính chất ổn định, ít thay đổi.

1.7. Quan trắc khí tượng, khí hậu

Muốn có số liệu cụ thể để phục vụ cho công tác nghiên cứu khí tượng, khí hậu, người ta đã tổ chức quan trắc khí tượng, khí hậu. Các yếu tố được quan trắc ở các đài, trạm khí tượng là : nhiệt độ không khí, gió, độ ẩm không khí, áp suất khí quyển, mây, mưa, sương, băng kết, giông, tầm nhìn xa, vv... Người ta còn quan trắc một số yếu tố không phản ánh trực tiếp tính chất hay các quá trình của khí quyển, nhưng có liên quan chặt chẽ với chúng như nhiệt độ đất, lượng bốc hơi, thời gian chiếu nắng, vv... Ở một số địa điểm còn đo năng lượng bức xạ Mặt Trời, sự phát xạ của mặt đất của khí quyển.



Hình 1. Cấu trúc ngang của khí quyển ở tầng đối lưu có 4 khối khí : 1, 3, 5, 7

1- Khối khí nóng ẩm

3- Khối khí nóng khô

5- Khối khí ôn hoà

7- Khối khí lạnh

. Giờ quan trắc ở các đài trạm khí tượng được quy định như sau : để phục vụ cho việc nghiên cứu khí hậu, hàng ngày phải quan trắc vào các giờ 1 ; 7 ; 13 và 19 giờ theo giờ Mặt Trời ở địa phương của mỗi trạm, như vậy là việc quan trắc ở tất cả các đài trạm khí tượng trên thế giới xảy ra cùng giờ nhưng không cùng lúc, trừ những trạm trên cùng một kinh tuyến. Để phục vụ cho công tác dự báo thời tiết, cứ qua 3 giờ quan trắc một lần vào các giờ 1, 4, 7, 10, 13, 16, 19, 22 theo giờ kinh tuyến gốc, chính vì vậy công việc được tiến hành cùng một lúc trên toàn thế giới.

1.8. Tính các yếu tố khí hậu

a) Công thức chung để tính năng lượng nhiệt độ, độ ẩm, khí áp trung bình ($\overline{X}$).

$$\overline{X} = \frac{x_1 + x_2 + x_3 + ... + x_n}{n} = \frac{1}{n}\sum_{1}^{n} x_i$$

x_i là trị số của yếu tố đã đo được ở lần thứ i.

Ví dụ : x_1 là trị số đo được ở lần thứ nhất (n = 1).

x_3 là trị số đo được ở lần thứ ba (n = 3).

- Nếu tính trị số trung bình ngày, lấy tổng trị số của n lần đo trong ngày chia cho n lần đo.

- Nếu tính trị số trung bình tháng, lấy tổng trị số của tất cả các ngày trong tháng chia cho số ngày trong tháng đó.

- Nếu tính trung bình năm lấy tổng trị số của 12 tháng chia cho 12.

- Nếu tính trung bình nhiều năm, lấy tổng trị số trong tất cả các năm chia cho số năm trong chuỗi thời gian đã chọn.

- Tính tổng tích nhiệt tháng (năm) ở một địa điểm nào đó ta lấy nhiệt độ trung bình tháng (năm) của địa điểm đó nhân với số ngày trong tháng (năm).

b) Công thức tính tổng lượng mưa, tổng lượng bốc hơi nước ($\overline{Y}$)

$$\overline{Y} = y_1 + y_2 + y_3 + ... + y_n = \sum_{1}^{n} y_i$$

y_i là trị số của yếu tố đã đo được ở lần thứ i.

Ví dụ : y_1 là trị số đo được ở lần thứ nhất (n = 1).

y_3 là trị số đo được ở lần thứ ba (n = 3).

- Tính tổng lượng ngày bằng tổng trị số của tất cả các lần đo trong ngày.

- Tính tổng lượng tháng bằng tổng trị số của tất cả các ngày trong tháng.

- Tính tổng lượng năm bằng tổng trị số của 12 tháng.

- Tính tổng lượng trung bình nhiều năm bằng tổng trị số của tất cả các năm chia cho số năm trong chuỗi thời gian đã chọn.

1.9. Câu hỏi và bài tập

1. Khí quyển là lớp... xung quanh Trái Đất. Khối lượng không khí hầu hết tập trung ở phần đáy của khí quyển như bảng dưới đây :

Chiều cao (km)	0 - 5	0 - 10	0 - 20
Tỉ lệ khối lượng	.....	.....	.....

2. Khí quyển có mấy tầng ? Nêu đặc điểm chính của mỗi tầng ?

3. Các khối khí :

- Theo tính chất có... khối khí là...

- Theo đới phát sinh có... khối khí là...

- Các khối khí di chuyển ra khỏi đới phát sinh sẽ bị... và làm thay đổi... nơi nó đi qua và dừng lại.

4. Các chất của không khí khô và trong sạch có tỉ lệ dưới đây là :

Tỉ lệ %	> 78	< 21	0,93	0,03
Các chất	.....	.....	.....	.....

5. Đài truyền hình thông báo thời tiết. Bạn hãy ghi lại lời thông báo đó để suy nghĩ và phát biểu thành định nghĩa về thời tiết theo sự hiểu biết của mình.

6. So sánh tổng tích nhiệt bằng phương pháp trị số và phương pháp diện tích ở hai địa điểm : Hoàng Liên Sơn (22°21'B ; 103°46'Đ ; 2170m) và Tân Sơn Nhất (10°49 ; 106°40 ; 9m) theo số liệu nhiệt độ dưới đây :

Tháng / Trạm	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
H.L.Sơn	7,1	8,9	12,4	14,4	15,7	16,4	16,4	16,4	15,3	13,1	9,7	7,5
T.S.Nhất	25,8	26,7	27,9	28,9	28,3	27,5	27,1	27,1	26,8	26,7	26,4	25,7

7. Bạn nghe, ghi chép các thông số về dự báo thời tiết ở 2 khu vực tự chọn trong một thời gian nhất định (ví dụ : 4 tuần, một kì học, 1 năm...) để làm báo cáo khoa học về sự diễn biến thời tiết ở hai địa điểm trên.

§2. NĂNG LƯỢNG CỦA MẶT ĐẤT VÀ KHÍ QUYỂN

2.1. Các khái niệm chung

Các vật xung quanh ta cũng như các thiên thể trong không gian vũ trụ luôn luôn phát và thu năng lượng. Năng lượng phát ra là phần năng lượng mà vật đã tích luỹ được. Khi phát xạ, nội năng dự trữ trong vật bị giảm đi và dẫn đến hạ thấp nhiệt độ. Năng lượng vật thu vào là năng lượng dồn tới từ các phía của tất cả các vật thể khác ở xung quanh và dẫn đến tăng nhiệt độ của vật.

Năng lượng của mặt đất và khí quyển tích luỹ được có từ nhiều nguồn gốc khác nhau đó là : từ Mặt Trời, từ trong lòng Trái Đất, từ các vì sao và các hành tinh khác. Nhưng chủ yếu là từ Mặt Trời vì từ trong lòng đất chuyển tới chỉ có 54 cal/cm^2năm, số lượng này rất nhỏ chỉ bằng 1/5000 lần năng lượng do Mặt Trời chuyển tới, còn từ các vì sao và các hành tinh khác lại càng vô cùng nhỏ bé, nhỏ hơn năng lượng của Mặt Trời tới 30 triệu lần.

2.2. Cường độ phát xạ

Tất cả các vật có nhiệt độ cao hơn không độ tuyệt đối (0^oK) đều tự phát ra năng lượng ($0^oK = -273^oC$). Theo quy tắc của Stêphan và Bonsman thì cường độ phát xạ của vật tính bằng calo phát ra từ một đơn vị diện tích ($1\ cm^2$) bề mặt của vật phát xạ trong thời gian một phút, cường độ đó tỉ lệ với luỹ thừa bậc bốn nhiệt độ tuyệt đối của nó tức là

$$E_0 = a\delta T^4\ (cal/cm^2phút) \qquad (1)$$

Ở đây : E_0 - Cường độ phát xạ của vật tính bằng cal/cm^2phút.

T - Nhiệt độ của mặt phát xạ tính bằng độ K.

a - Hệ số phát xạ (cũng là hệ số hấp thụ), hệ số a thay đổi từ 0,85 đến 0,99, đối với vật đen tuyệt đối a = 1.

δ - Hằng số Stêphan - Bônsman và $\delta = 8{,}13.10^{-11} cal/cm^2$ phút.độ.

Năng lượng của vật phát ra được truyền đi tất cả các hướng theo ba phương thức : truyền dẫn, trao đổi (đối lưu) và bức xạ. Truyền dẫn là phương thức truyền nhiệt xảy ra trong chất rắn. Truyền nhiệt theo phương thức trao đổi (đối lưu) là phương thức chủ yếu xảy ra trong môi trường chất khí và chất lỏng. Truyền nhiệt theo phương thức bức xạ tức là phương thức truyền nhiệt bằng các tia nhiệt đi thẳng không cần môi trường trung gian, nghĩa là bức xạ nhiệt xảy ra ngay cả trong chân không, chính vì lẽ đó mà năng lượng phát ra từ Mặt Trời đã truyền thẳng xuyên

qua khoảng chân không từ Mặt Trời đến giới hạn trên của khí quyển với tốc độ truyền sóng 300.000 km/giây.

2.3. Bức xạ Mặt Trời

2.3.1. Hằng số Mặt Trời

Mặt Trời luôn luôn phát ra năng lượng và cường độ phát xạ của nó được xác định theo công thức (1) trong đó a = 1 và T = 6000°K (T là nhiệt độ của bề mặt quang cầu). Năng lượng của Mặt Trời phát ra được truyền đi theo các sóng điện từ, mạnh nhất ở bước sóng từ 0,17 đến 4,0 micơrông (μc) thuộc giới hạn của sóng ngắn nên người ta còn gọi năng lượng bức xạ Mặt Trời là năng lượng bức xạ sóng ngắn (1 μc = 1/1000 mm).

Nếu ta gọi cường độ bức xạ Mặt Trời phát ra là E_0 cal/cm^2 phút, thì toàn bộ diện tích bề mặt quang cầu trong một phút sẽ phát ra được $4\pi r^2 E_0$ calo, tất cả năng lượng này được truyền tới diện tích một hình cầu có bán kính là R. Vì trên đường đi năng lượng Mặt Trời không bị hao hụt nên ta có :

$$4\pi r^2 E_0 = 4\pi R^2 F$$

Vậy $$F = \frac{r^2}{R^2} E_0$$

Ở đây : r - bán kính Mặt Trời.

R - khoảng cách từ tâm Mặt Trời đến giới hạn trên của khí quyển.

F - Cường độ bức xạ Mặt Trời ở giới hạn trên của khí quyển hay còn gọi là ***Hằng số Mặt Trời.***

Hằng số Mặt Trời, cho đến nay cũng chưa đo trực tiếp được, chỉ mới đo hoặc tính toán gián tiếp từ mặt đất và tìm được trị số của nó dao động từ 1,95-2,0 cal/cm^2 phút, theo quy ước quốc tế hằng số Mặt Trời là 1,98 (± 0,07.) cal/cm^2 phút.

*** Bài đọc thêm : Định luật Kepler**

Trên cơ sở sự chuyển động của các hành tinh trong hệ Mặt Trời của Copecnic, nhà khoa học người Đức Kepler (1571-1630) sau cả cuộc đời say sưa kiên trì nghiên cứu đã đưa ra được các định luật thực nghiệm về sự chuyển động của các hành tinh trong hệ Mặt Trời, ngày nay các định luật mang tên ông đó là định luật về quỹ đạo ; định luật về diện tích, định luật về chu kì. Về sau Niutơn (1642-1727) chứng minh được rằng các định luật Kepler là hệ quả của định luật hấp dẫn của ông.

Theo định luật về quỹ đạo của Kepler thì Trái Đất của chúng ta chuyển động quanh Mặt Trời theo quỹ đạo hơi elip, mà một trong hai tiêu cự của nó ở tâm Mặt Trời, nên khoảng cách từ Trái Đất đến Mặt Trời luôn luôn thay đổi ngắn nhất là 147.001.000 km vào ngày 01 tháng I, ngày này gọi là cận nhật ; dài nhất là 152.003.000 km vào ngày 01 tháng VII, ngày này gọi là viễn nhật, mà cường độ năng lượng bức xạ Mặt Trời thay đổi tỉ lệ nghịch với bình phương khoảng cách, nên hằng số Mặt Trời cũng thay đổi theo thời gian trong năm là ± 3,5% so với trung bình cả năm gần 2 cal/cm² phút. Theo quy định quốc tế thì hằng số Mặt Trời là 1,98 cal/cm² phút, vào tháng giêng sẽ là (1,98 + 0,07)cal/cm² phút, và tháng VII sẽ là (1,98-0,07)cal/cm² phút.

*** Bài đọc thêm : Quang phổ của tia bức xạ Mặt Trời**

Ở giới hạn trên của khí quyển ta thấy có khoảng 50% bức xạ là tia nhìn thấy của quang phổ có độ dài bước sóng từ 0,40 đến 0,76 μc ; 43% tia hồng ngoại có độ dài bước sóng lớn hơn 0,76 μc và 7% tia tử ngoại có cùng độ dài bước sóng nhỏ hơn 0,40 μc. Năng lượng cực đại trong quang phổ ở độ dài bước sóng khoảng 0,47 μc. Khi tia năng lượng bức xạ Mặt Trời xuyên qua khí quyển bị hấp thụ và khuếch tán nên bị biến thiên cả về cường độ lẫn thành phần quang phổ. Ở gần mặt đất các tia hồng ngoại tăng lên gần 60% tia nhìn thấy chỉ còn gần 40%, tia tử ngoại tỉ lệ giảm lớn nhất, chỉ còn gần 1%. Kết quả phân tích quang phổ còn cho biết ánh sáng Mặt Trời có 7 màu là : đỏ, da cam, vàng, lục, lam, chàm, tím, đó chính là màu của cầu vồng 7 sắc hiện sau mưa.

2.3.2. Năng lượng bức xạ Mặt Trời bị suy yếu do khí quyển

Các tia năng lượng Mặt Trời khi đi vào khí quyển bị suy yếu do các nguyên nhân sau đây :

Bị hấp thụ bởi ôdôn (0_3) khí cacbonic (CO_2) và hơi nước, đồng thời bị khuếch tán ra các hướng khác nhau bởi các tạp chất rắn, các tinh thể khác có trong khí quyển.

Khi Mặt Trời ở các độ cao trên mặt phẳng chân trời khác nhau sẽ tạo nên những góc nhập xạ khác nhau, mà góc nhập xạ giảm thì bức xạ Mặt Trời phải xuyên qua đoạn đường càng dài (H.2), do đó năng lượng bị hấp thụ và khuếch tán càng nhiều làm cho năng lượng bị suy yếu càng mạnh.

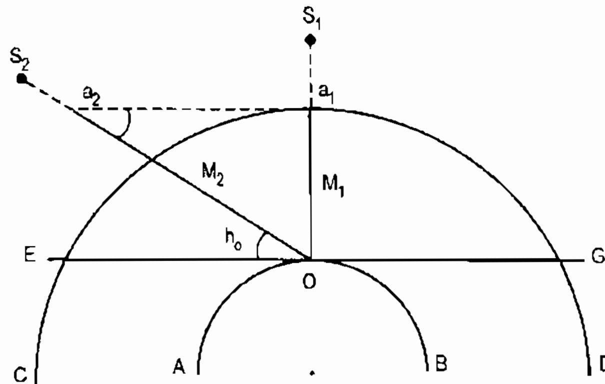
Khi Mặt Trời ở vị trí S_1 và S_2 thì tia năng lượng xuyên qua khí quyển với các đoạn đường tương ứng là a_1O và a_2O trong đó $a_1O < a_2O$. Đồng thời phải xuyên

qua khối lượng khí quyển là M_1 và M_2. Trong đó M_1 là khối khí thẳng đứng, còn M_2 là khối khí xiên tại O ($M_1 < M_2$).

Nếu ta gọi tỉ số $\frac{M_2}{M_1} = m$ là khối lượng quang học.

Theo hình 2 ta có $M_1 = M_2 \sin h_0$ (vì tam giác vuông Oa_1a_2 vuông tại a_1)

hay $$\frac{M_2}{M_1} = \frac{1}{\sin h_0} = m \qquad (2)$$



Hình 2. Chiều dài của các tia năng lượng Mặt Trời xuyên qua khí quyển ở các độ cao khác nhau
AB - Bề mặt đất có dạng hình cầu
CD - Giới hạn trên của khí quyển
O - Điểm quan trắc (nơi tia năng lượng dồn tới)
EG - Mặt phẳng chân trời của điểm O.

Từ công thức (2) ta thấy khối lượng quang học tăng nhanh khi góc nhập xạ (h_0) giảm. Khi Mặt Trời ở thiên đỉnh ($h_0 = 90^0$) khối lượng quang học là một đơn vị, khi Mặt Trời ở chân trời (khi mọc hay lặn $h_0 = 0$) khối lượng quang học tăng lên hơn 35 lần (bảng 1). Chính vì vậy mà năng lượng bức xạ Mặt Trời dồn xuống mặt đất sẽ biến thiên theo chu kì ngày, chu kì năm đồng thời cũng biến thiên theo vĩ độ địa lí phù hợp với sự biến thiên của góc nhập xạ.

Bảng 1. Khối lượng quang học (m) của khí quyển phụ thuộc vào góc nhập xạ (Kết quả tính từ công thức 2).

h_0	90^0	60^0	30^0	10^0	5^0	0^0
m	1,0	1,2	2,0	5,6	10,4	35,4

*** Bài đọc thêm : Sự hấp thụ năng lượng có chọn lọc**

Ôdôn, hơi nước, khí cabonic hấp thụ năng lượng của Mặt Trời khi xuyên qua khí quyển chỉ xảy ra ở những tâm điểm có các bước sóng thích hợp của quang phổ, nghĩa là có sự chọn lọc chứ không phải ở tất cả các bước sóng trong quang phổ của tia năng lượng.

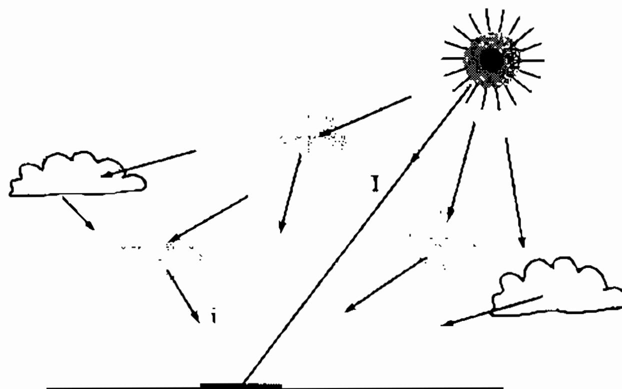
Ôdôn có khả năng hấp thụ năng lượng ở cả ba vùng của tia tử ngoại, tia không nhìn thấy và tia hồng ngoại nhưng mạnh nhất trong khoảng bước sóng từ 0,22 - 0,29 μc, cực đại ở bước sóng (λ) 0,2553 μc và ở bước sóng 0,31, 0,36 μc của tia tử ngoại ; ở vùng nhìn thấy của quang phổ, Ôdôn chỉ hấp thụ được ở bước sóng λ = 0,44 ; 0,75 μc ; ở vùng hồng ngoại chỉ hấp thụ được ở λ = 4,75 μc, 9,6μc và 14,1 μc, trong đó mạnh nhất ở λ = 9,6 μc.

Hơi nước hấp thụ ở các tâm điểm có bước sóng là 0,72 ; 0,81 ; 0,94 ; 1,10 ; 1,38 ; 1,87 ; 2,70 và 3,20 μc.

Khí cacbonic hấp thụ ở các tâm điểm có bước sóng là 1,44 ; 1,60 ; 2,02 ; 2,70 và 4,31 μc. Nghĩa là hơi nước và khí cacbonic không hấp thụ được năng lượng ở vùng tia tử ngoại.

2.3.3. Năng lượng bức xạ Mặt Trời tới mặt đất

Năng lượng bức xạ Mặt Trời đi vào khí quyển, sau khi bị hấp thụ, phần còn lại tới mặt đất theo hai dạng : năng lượng bức xạ Mặt Trời trực tiếp (I) và năng lượng bức xạ khuếch tán (i) (H. 3).



Hình 3. Hai dạng năng lượng bức xạ Mặt Trời trực tiếp (I) và khuếch tán (i) dồn tới mặt đất

a) Năng lượng bức xạ Mặt Trời trực tiếp. Năng lượng bức xạ Mặt Trời trực tiếp là năng lượng do Mặt Trời phát ra được truyền thẳng tới mặt đất. Cường độ của nó được tính bằng calo dồn tới 1 cm^2 mặt phẳng vuông góc với tia năng lượng Mặt Trời trong thời gian một phút [I_0(cal/cm^2 phút)]. Trong thực tế lại cần có năng lượng đó trên mặt đất nằm ngang [I (cal/cm^2 phút)] nên phải chuyển từ I_0 thành I theo công thức sau :

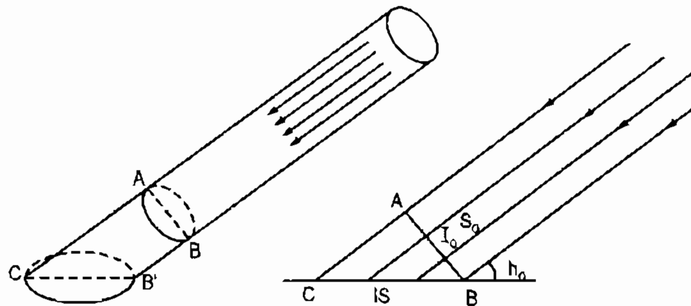
$$I = I_0 \sin h_0 \qquad (3)$$

Ở đây : h_0 - độ cao của Mặt Trời (góc nhập xạ).

*** Bài đọc thêm :**

- Cách tìm I : Dùng trực xạ kế đo được I_0 ở bất kì địa điểm nào trên mặt đất vào thời gian ban ngày tức là khi Mặt Trời đã ở trên mặt phẳng chân trời của địa điểm. Sau đó xác định góc nhập xạ (h_0) vào đúng giờ đo, đưa vào công thức (3) ta tìm được cường độ bức xạ Mặt Trời trực tiếp (I) trên mặt đất.

- Đo I_0 : Hướng trực xạ kế về phía Mặt Trời, sao cho một chùm tia năng lượng chiếu thẳng góc xuống đáy hình tròn có diện tích S_0 là mặt đen tuyệt đối với đường kính AB. Khi ta hướng trực xạ kế về phía Mặt Trời thì bóng của S_0 trên mặt phẳng nằm ngang là hình elip có diện tích là S với đường kính nhỏ bằng AB còn bán kính lớn B'C tỉ lệ nghịch với góc nhập xạ (h_0) (h_0 càng nhỏ thì B'C càng dài (H. 4).



Hình 4. Đo I_0 và tính I.

- Lập công thức : $I = I_0 \sin h_0$

Ta biết tổng năng lượng dồn xuống S_0 là S_0I_0 bằng tổng năng lượng dồn xuống S là SI tức là :

$$SI = S_0 I_0$$

$$I = I_0 \frac{S_0}{S}$$

Từ tam giác vuông CAB ta có :

$$\frac{S_0}{S} \approx \frac{AB}{BC} = \sin h_0 .$$

Vậy :

$$I = I_0 \sin h_0.$$

Góc nhập xạ (h_0) thay đổi phụ thuộc vào không gian (vĩ độ địa lí) vào thời gian trong ngày (góc giờ), vào thời gian trong năm (xích vĩ) theo công thức :

$$\text{Sin } h_0 = \sin\varphi \sin\delta + \cos\varphi \cos\delta \cos t$$

Ở đây : φ -vĩ độ địa lí

δ -xích vĩ (thay đổi trong năm)

t -góc giờ (thay đổi trong ngày) 1 giờ = 15°

Khi Mặt Trời ở vị trí cao nhất là 12 giờ trưa ; khi Mặt Trời mọc và lặn thì t = 0. Ví dụ ở địa điểm A Mặt Trời mọc lúc 6 giờ, lặn lúc 18 giờ ta sẽ có góc giờ như sau (giờ của kinh tuyến đi qua địa điểm A).

Giờ	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Độ	0	15	30	45	60	75	90	75	60	45	30	15	0

b) Năng lượng bức xạ Mặt Trời khuếch tán : Gần 25% năng lượng của bức xạ Mặt Trời bị khuếch tán trong khí quyển, khoảng 2/3 số năng lượng đó được dồn xuống mặt đất, nhưng là dạng năng lượng đặc biệt khác với bức xạ trực tiếp ở chỗ :

- Bức xạ khuếch tán dồn xuống mặt đất không phải trực tiếp từ Mặt Trời mà từ toàn thể vòm trời, bức xạ khuếch tán không dồn xuống mặt phẳng vuông góc với tia bức xạ mà xuống mặt phẳng nằm ngang.

- Bức xạ khuếch tán khác bức xạ trực tiếp về cấu tạo quang phổ vì những tia của các bước sóng khác nhau bị khuếch tán ở mức độ khác nhau.

Theo định luật Relây, trong không khí trong sạch, sự khuếch tán được diễn ra chỉ do các phân tử khí thì cường độ bức xạ khuếch tán tỉ lệ nghịch với luỹ thừa bậc bốn bước sóng của tia bị khuếch tán.

$$i_{\lambda} = \frac{a}{\lambda^4} I_{\lambda}$$

Ở đây : I_{λ} là cường độ bức xạ trực tiếp có bước sóng λ

i_{λ} là cường độ bức xạ khuếch tán có cùng bước sóng λ ; a là hệ số tỉ lệ

Ví dụ : Chiều dài bước sóng vùng ánh sáng đỏ lớn gấp đôi vùng ánh sáng tím, thì những tia của ánh sáng đỏ bị khuếch tán 14 lần ít hơn ánh sáng tím.

Cường độ năng lượng bức xạ Mặt Trời khuếch tán (i) là năng lượng tính bằng calo dồn xuống 1 cm^2 mặt phẳng nằm ngang trong thời gian một phút từ toàn thể vòm trời, nghĩa là :

i (cal/cm^2 phút)

Trị số của bức xạ khuếch tán tăng khi độ trong suốt của khí quyển giảm. Bầu trời có nhiều mây làm tăng cường độ bức xạ khuếch tán lên 5-6 lần so với bầu trời quang mây. Ngược lại, bức xạ trực tiếp sẽ giảm khi lượng mây tăng và độ trong suốt của khí quyển giảm.

c) Bức xạ Mặt Trời tổng cộng (tổng xạ) : Năng lượng bức xạ Mặt Trời tổng cộng là tổng số năng lượng bức xạ Mặt Trời trực tiếp (I) và năng lượng bức xạ khuếch tán (i). Nếu kí hiệu tổng xạ là Q thì ta có :

$$Q = I + i$$

Đây là toàn bộ năng lượng có nguồn gốc từ Mặt Trời dồn xuống mặt đất, cường độ của nó tính bằng cal/cm^2 phút, cal/cm^2 tháng hoặc cal/cm^2 năm.

Tổng xạ thay đổi phụ thuộc vào góc nhập xạ, vào trạng thái của khí quyển do đó nó thay đổi theo thời gian và không gian tương đối phức tạp.

- Theo thời gian : Tổng xạ tăng dần từ khi Mặt Trời mọc đến cực đại khi Mặt Trời ở vị trí cao nhất lại giảm dần đến lúc Mặt Trời lặn. Trong năm, cực đại vào thời gian Mặt Trời ở vị trí cao ít mây, lượng mưa ngày có mưa ít, cực tiểu vào thời gian Mặt Trời ở vị trí thấp nhiều mây lượng mưa, ngày có mưa nhiều.

Ví dụ : Biến trình năm của tổng xạ ở Việt Nam (bảng 2) phổ biến ở các địa điểm thấy có hai cực đại và hai cực tiểu. Ở phía bắc từ vĩ tuyến 16°B trở ra thấy hai cực đại vào tháng VII và tháng V, với các trị số đều lớn hơn 14 $kcal/cm^2$ tháng ; phù hợp với hai cực đại, có hai cực tiểu, cực tiểu chính vào tháng I hoặc tháng II có trị số phổ biến từ 5 đến 6 $kcal/cm^2$ tháng, cực tiểu phụ vào tháng VI có trị số nhỏ hơn cực đại không nhiều. Còn ở bộ phận phía nam, từ vĩ tuyến 16°B trở vào có

cực đại thứ nhất vào tháng III với trị số phổ biến lớn hơn 16 kcal/cm^2 tháng, đây là thời gian góc nhập xạ đã lớn lại trùng với mùa khô ; cực đại thứ hai vào tháng VII là thời gian Mặt Trời lên thiên đỉnh lần thứ hai trong khu vực nhưng lại là mùa mưa nhiều, số ngày có mưa, lượng mưa, lượng mây tăng vọt lên nên trị số phổ biến của nó không lớn hơn trị số của cực tiểu phụ nhiều lắm. Tương ứng với hai cực đại cũng có hai cực tiểu, cực tiểu chính rơi vào ba tháng cuối năm khi Mặt Trời đã chuyển động biểu kiến xuống bán cầu nam và mùa mưa còn chưa kết thúc. Cực tiểu phụ vào tháng VI, thời gian này là mùa mưa nhiều và góc nhập xạ còn nhỏ hơn góc nhập xạ của tháng VII.

Biên độ dao động trong năm của tổng xạ giảm dần từ bắc vào nam (bảng 2).

Bảng 2. Bức xạ Mặt Trời tổng cộng kcal/cm^{2}tháng

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Năm
Cao Bằng	5,8	5,9	8,1	10,5	14,0	13,8	15,8	15,6	13,4	11,1	8,3	7,4	129,7
Hà Nội	5,6	5,2	6,2	8,6	14,2	14,1	15,2	13,8	12,5	10,8	8,7	7,9	122,8
Thanh Hoá	5,4	4,8	5,7	8,3	15,1	14,1	16,3	13,2	11,3	9,1	7,6	7,6	118,5
Đà Nẵng	9,2	10,3	13,8	14,9	17,0	15,3	17,3	15,1	13,3	11,1	7,8	6,6	151,7
Tân Sơn Nhất	13,6	15,2	17,6	14,8	13,4	12,6	13,6	13,2	12,5	12,0	11,2	12,3	162,0
Cần Thơ	12,8	13,3	15,7	14,4	12,1	10,9	12,3	11,2	10,8	10,5	10,8	11,8	146,6

- Theo không gian : Để nắm được đặc điểm phân bố theo không gian của bức xạ Mặt Trời tổng cộng có thể phân tích bản đồ đẳng trị về trị số trung bình năm của nó (H.5).

Để có được loại bản đồ này người ta phải dùng các số liệu tổng xạ đã đo hoặc tính toán được bằng các công thức thực nghiệm hoặc bán thực nghiệm của hàng nghìn địa điểm trên toàn thế giới. Số liệu của địa điểm nào ghi đúng vào vị trí của điểm đó trên bản đồ, sau đó dùng phương pháp nội suy để nối các điểm có cùng giá trị về tổng xạ lại với nhau ta sẽ được các đường đẳng trị (đường cùng một trị số).

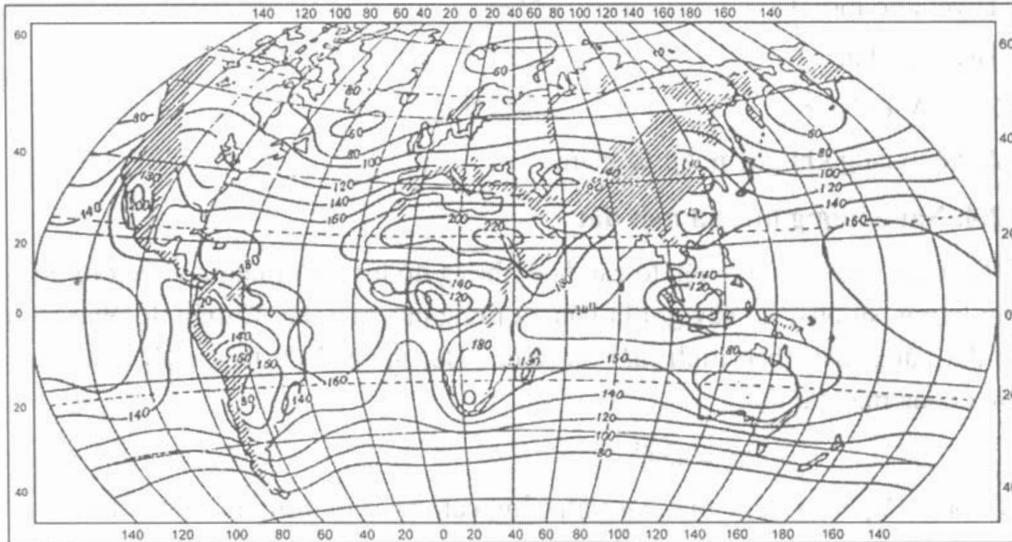
Từ hình 5, cho thấy :

- Các đường đẳng trị có trị số phổ biến từ 80-180 kcal/cm^2 năm, ngoài giới hạn phổ biến này ở Bắc Phi có trị số lên tới 200-220 kcal/cm^{2}năm, trị số 60 kcal/cm^{2}năm thấy ở phía bắc Đại Tây Dương và Thái Bình Dương trùng với hai tâm áp thấp ôn đới, lượng mưa và lượng mây ở đây được tăng lên.

- Các đường đẳng trị nằm ngoài đại dương lùi xuống các vĩ độ thấp còn trong đất liền lại tiến lên các vĩ độ cao điều đó chứng tỏ tổng xạ nhỏ ngoài đại dương, lớn trong các lục địa.

- Các đường đẳng trị trên các đại dương gần như song song với các đường vĩ tuyến, còn trên các lục địa các đường đẳng trị thường khép kín.

- Tổng xạ giảm dần từ khu vực nhiệt đới về hai cực.



Hình 5. Lược đồ năng lượng bức xạ Mặt Trời tổng cộng (kcal/cm^{2}năm)

d) Năng lượng bức xạ hấp thụ, phản hồi, Anbêđo : Năng lượng tổng xạ (Q) dồn tới mặt đất, phần lớn được mặt đất hấp thụ và chuyển thành nhiệt, còn một phần nhỏ bị phản hồi trả lại khí quyển. Tỉ lệ hấp thụ phản hồi nhiều hay ít phụ thuộc vào tính chất vật lí của bề mặt đất. Mặt đất đen ẩm hấp thụ nhiều, phản hồi ít, ngược lại mặt đất trắng khô phản hồi nhiều hấp thụ ít.

- Nếu ta gọi đại lượng phản hồi là q thì đại lượng hấp thụ sẽ là :

$$Q - q$$

- Anbêđo là tỉ lệ phần trăm giữa bức xạ phản hồi (q) và tổng xạ (Q). Nếu ta gọi A là Anbêđo thì

$$A = \frac{q}{Q} 100\%$$

Anbêđo thay đổi phụ thuộc vào tính chất vật lí của bề mặt đệm như sau :

Đất đen khô	15%
Đất đen ẩm	8%
Đất sét ở hoang mạc	30%
Cát khô	35%
Đồng cỏ	20%
Rừng	15%
Tuyết khô mới	75%
Tuyết rơi lâu	40%
Đất ở Việt Nam	20-22%

Anbêđo tăng khi góc nhập xạ giảm.

2.4. Năng lượng bức xạ mặt đất

Bản thân mặt đất có nhiệt độ cao hơn không độ tuyệt đối nên nó cũng tự phát ra năng lượng, sự phát xạ này gọi là bức xạ riêng của mặt đất. Cường độ phát xạ của mặt đất cũng tuân theo định luật Stêphan - Bônsman. Nếu ta gọi $E_đ$ là cường độ phát xạ của mặt đất thì

$$E_đ = a\delta T^4 \qquad (4)$$

Cường độ phát xạ của mặt đất tính bằng calo phát ra trong một phút từ 1 cm^2 bề mặt đất.

Ở đây a = 0,86 - 0,99 (đối với vật đen tuyệt đối a =1)

δ là hằng số Stêphan - Bônsman = $8{,}13.10^{-11}$ cal/cm^2 phút

T - nhiệt độ của bề mặt đất, khi T = 288°K = 15°C thì Eđ = 0,6 cal/cm^2 phút. Từ đây ta thấy, mặt đất cũng phát ra một lượng nhiệt rất lớn (vì nó phát ra liên tục suốt ngày đêm) nên nó sẽ bị lạnh đi rất nhanh nếu nó không được bù lại bằng năng lượng hấp thụ được của bức xạ Mặt Trời và bức xạ nghịch của khí quyển.

Với nhiệt độ của mặt đất khoảng 180° - 310°K nó chỉ phát ra năng lượng có các bước sóng từ 4 - 120 μc, mà lượng cực đại ở khoảng bước sóng từ 10 - 15 μc, đây là bức xạ hồng ngoại không nhận được bằng mắt thường, bức xạ của mặt đất là bức xạ sóng dài.

2.5. Bức xạ nghịch của khí quyển

Khí quyển được đốt nóng lên là do hấp thụ được năng lượng bức xạ Mặt Trời khi nó xuyên qua khí quyển (15% năng lượng xuyên qua khí quyển), nhận được

phần năng lượng do bức xạ riêng của mặt đất ngoài ra còn lượng nhiệt do quá trình ngưng kết hơi nước. Khí quyển tích luỹ được năng lượng đặc biệt là lớp gần mặt đất có nhiệt độ cao hơn không độ tuyệt đối nên nó cũng phát ra năng lượng theo định luật Stêphan - Bônsman. Nếu ta kí hiệu E_k là bức xạ nghịch của khí quyển thì :

$$E_k = a\delta T^4 \qquad (5)$$

Bức xạ nghịch của khí quyển cũng là bức xạ sóng dài, khi chuyển xuống mặt đất bị hấp thụ gần như toàn bộ (90 - 99%), nó là nguồn nhiệt quan trọng làm cho mặt đất đỡ lạnh về ban đêm.

Bức xạ nghịch của khí quyển tỉ lệ thuận với lượng mây có trong khí quyển. Bức xạ nghịch của khí quyển lớn nhất ở xích đạo vì nhiệt độ không khí ở đây cao lại có nhiều hơi nước, ở các khu vực hoang mạc bức xạ nghịch của khí quyển nhỏ vì không khí ở đây ít hơi nước thường quang mây.

2.6. Bức xạ hiệu dụng

Hiệu số giữa bức xạ riêng của mặt đất và bức xạ nghịch của khí quyển gọi là bức xạ hiệu dụng.

Nếu gọi bức xạ hiệu dụng là E_h thì ta có :

$$E_h = E_đ - E_k \qquad (6)$$

Bức xạ hiệu dụng, thực tế là sự mất nhiệt về ban đêm. Thời tiết trong sáng có bức xạ hiệu dụng lớn vì khi đó bức xạ nghịch của khí quyển nhỏ. Thời tiết đầy mây thì bức xạ hiệu dụng nhỏ vì khi đó bức xạ nghịch của khí quyển lớn. Bức xạ hiệu dụng lớn ở vùng hoang mạc, nhỏ ở khu vực xích đạo. Ở các vĩ độ trung bình bức xạ hiệu dụng khoảng bằng một nửa lượng nhiệt hấp thụ được của bức xạ tổng cộng.

2.7. Cân bằng bức xạ của mặt đất

Cân bằng bức xạ của mặt đất là tổng số đại số năng lượng thu và chi của bề mặt đó. Thu vào là năng lượng hấp thụ được của bức xạ Mặt Trời tổng cộng (Q - q) và năng lượng bức xạ nghịch của khí quyển (E_k), còn chi ở đây là năng lượng mất đi do bức xạ riêng của mặt đất ($E_đ$). Nếu ta kí hiệu cân bằng bức xạ mặt đất là B thì ta có :

$$B = (Q - q) + E_k - E_đ \qquad (7)$$

hoặc $B = (Q - q) - (E_đ - E_k)$. Vì $A = \frac{q}{Q}$ và $E_h = E_đ - E_k$

Ta có : $B = Q(1 - A) - E_h$ (8)

Từ công thức (8) ta có thể định nghĩa cân bằng bức xạ của mặt đất là hiệu số giữa bức xạ hấp thụ và bức xạ hiệu dụng.

Từ đó ta thấy : ban ngày $B > 0$ vì có $Q(1 - A) > E_h$

Ban đêm $Q = 0$ nên $Q(1 - A) = 0$ và $B = - E_h$

Từ giá trị dương (ban ngày) chuyển qua âm (ban đêm) và ngược lại, phải có hai thời điểm cân bằng bức xạ $B = 0$ có nghĩa là vào thời điểm có :

$$Q(1 - A) = E_h$$

đó là thời điểm Mặt Trời ở trên mặt phẳng chân trời của địa điểm sao cho tổng xạ đủ lớn, để mặt đất hấp thụ được một lượng bằng bức xạ hiệu dụng, người ta ước tính vào sau lúc Mặt Trời mọc và trước lúc Mặt Trời lặn khoảng 1 giờ, góc nhập xạ lúc đó khoảng 15^0

Tổng năng lượng cân bằng bức xạ mặt đất được tính là kcal/cm^2 tháng, năm, nó luôn luôn thay đổi phụ thuộc vào tính chất của mặt đất vào tổng xạ.

Thay đổi theo thời gian :

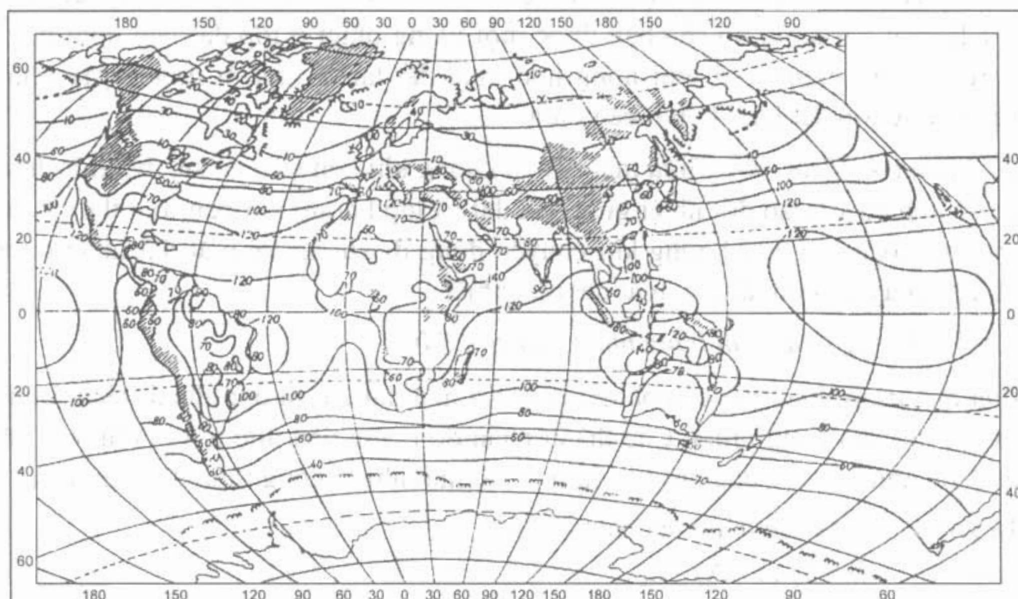
Năng lượng cân bằng bức xạ mặt đệm tăng dần từ sau khi Mặt Trời mọc đạt đến cực đại vào khoảng 12 giờ trưa, sau đó lại giảm đến cực tiểu vào trước lúc Mặt Trời mọc ngày hôm sau. Trong năm cân bằng bức xạ cũng thay đổi phù hợp sự thay đổi của tổng xạ, trong nội chí tuyến thường thấy có hai cực đại và hai cực tiểu, ở ngoại chí tuyến có một cực đại vào mùa hè và một cực tiểu vào mùa đông. Biên độ năm tăng dần từ vĩ độ thấp lên vĩ độ cao. Biến trình năm của cân bằng bức xạ mặt đất ở Việt Nam cũng có những đặc điểm chung đó (bảng 3). Từ bảng 3 ta thấy tổng lượng năm của cân bằng bức xạ ở Việt Nam có trị số phổ biến từ 70-90 kcal/cm^2 năm phân hoá cho 12 tháng không đều nhau, nhìn chung là có hai cực đại và hai cực tiểu ở miền khí hậu phía bắc, hai cực đại thấy vào tháng VII và tháng V, hai cực tiểu, cực tiểu chính thấy vào tháng XII, tháng I còn cực tiểu phụ vào tháng VI. Ở miền khí hậu phía nam cũng có hai cực đại nhưng cách xa nhau, cực đại chính vào tháng III trùng với thời gian có tổng xạ rất lớn, cực đại thứ hai vào tháng VII, biên độ năm của cân bằng bức xạ giảm nhanh từ Đà Nẵng (7,8 kcal/cm^2) đến Cần Thơ (2,9 kcal/cm^2).

Bảng 3. Biến trình năm cân bằng bức xạ mặt đất (kcal/cm²)

Trạm	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Năm
Cao Bằng	2,5	2,8	4,4	6,0	8,2	8,3	9,1	9,0	8,0	6,1	3,8	3,1	71,3
Hà Nội	2,7	2,9	3,5	5,1	8,7	8,9	9,6	8,6	7,4	6,0	4,2	3,5	71,1
Thanh Hoá	2,6	2,5	3,0	4,9	9,2	8,4	10,2	7,9	6,7	5,0	4,0	3,7	68,1
Đà Nẵng	5,6	6,7	8,9	9,5	11,4	10,4	11,8	9,9	8,6	7,2	4,8	4,0	98,8
T.S.Nhất	7,2	8,2	9,8	9,1	7,8	6,8	7,9	7,2	6,2	7,2	6,2	6,8	90,4
Cần Thơ	6,5	7,2	8,6	8,0	6,3	5,6	6,1	5,7	5,9	5,4	5,7	6,6	77,6

Thay đổi theo không gian :

Bản đồ đẳng trị cân bằng bức xạ cho phép ta nhận biết được đặc điểm phân bố của nó trên bề mặt Trái Đất. Trị số phổ biến của cân bằng bức xạ mặt đất từ 10-120 kcal/cm² năm, lớn trên các đại dương, biển, nhỏ trên các lục địa. Trên các đại dương nóng (từ vĩ tuyến 30°N đến vĩ tuyến 30°B) có các đường đẳng trị từ 100 - 120 kcal/cm² trong khi đó trên các lục địa thuộc khu vực đó chỉ có trị số từ 60-90 kcal/cm². Cân bằng bức xạ giảm dần từ xích đạo về hai cực ; ở các vĩ độ thấp giảm chậm (gradien nằm ngang của cân bằng bức xạ nhỏ), lên các vĩ độ cao giảm nhanh (gradien nằm ngang lớn).



Hình 6. Lược đồ cân bằng bức xạ mặt đệm (kcal/cm²năm).

2.8. Cân bằng nhiệt của mặt đất

2.8.1. Các quá trình thu chi năng lượng

Sự biến đổi nhiệt của không khí, đặc biệt ở lớp không khí sát mặt đất, chủ yếu do sự biến đổi nhiệt của mặt đất gây ra. Thông thường, mặt đất không ngừng nhận được nhiệt và cũng không ngừng mất nhiệt thông qua các quá trình chủ yếu sau đây :

Quá trình 1 : Hấp thụ và phát xạ. Bức xạ Mặt Trời (tổng xạ) và bức xạ nghịch của khí quyển dồn tới mặt đất, mặt đất nhận được (hấp thụ) một phần và biến thành nhiệt đốt nóng mặt đất. Mặt khác, mặt đất cũng bị mất nhiệt do chính nó phát ra và đi vào khí quyển. Phần còn lại chính là cân bằng bức xạ của mặt đất (B) như đã nói ở trên (mục 2.7). Phần năng lượng tích luỹ được này lại chi vào các quá trình khác để trong một chu kì nào đó (ngày, năm) nhiệt của mặt đất giữ được trạng thái cân bằng ổn định.

Quá trình 2 : Ngưng kết và bốc hơi. Ta đã biết khi bốc hơi 1 gam nước cần phải có 600 calo, năng lượng này phải tồn tại để giữ cho nước ở thể hơi, khi gặp lạnh hơi nước ngưng kết thành thể lỏng cũng toả ra một năng lượng tương đương và truyền xuống mặt đất, như vậy khi nước bốc hơi làm cho mặt đất mất nhiệt, khi ngưng kết mặt đất nhận được nhiệt.

Quá trình 3 : Truyền dẫn. Giữa mặt đất và các lớp đất bên dưới có chênh lệch về nhiệt nên tạo ra sự dẫn nhiệt từ nơi có nhiệt độ cao đến nơi có nhiệt độ thấp hơn. Khi mặt đất lạnh, nó sẽ nhận được một lượng nhiệt ở lớp đất bên dưới nóng hơn truyền lên. Ngược lại, khi nóng hơn, mặt đất lại bị mất đi một lượng nhiệt truyền xuống lớp đất lạnh hơn ở bên dưới.

Quá trình 4 : Trao đổi. Giữa mặt đất và không khí bên trên có sự chênh lệch về nhiệt độ nên có sự trao đổi nhiệt giữa mặt đất và lớp không khí bên trên thông qua sự trao đổi loạn lưu, khi không khí chuyển động đi xuống thì mặt đất nhận được nhiệt, khi chuyển động đi lên, mặt đất mất nhiệt.

2.8.2. Phương trình cân bằng nhiệt của mặt đất

Bốn quá trình tham gia cân bằng nhiệt của mặt đất tạo ra bốn thành phần trong phương trình cân bằng nhiệt. Các thành phần đo mang dấu dương (+) khi mặt đất nhận được nhiệt, mang dấu âm (-) khi mặt đất mất nhiệt (công thức 9 và hình 7).

Ta gọi : B là cân bằng bức xạ và

$B = Q(1 - A) - E_h$

$B > 0$ khi $Q(1 - A) > E_h$

$B < 0$ khi $Q(1 - A) < E_h$

Gọi E là lượng nước bốc hơi ; L là tiềm nhiệt hoá hơi khi bốc hơi, mặt đất mất lượng nhiệt là LE ; khi ngưng kết mặt đất cũng nhận được lượng nhiệt đó.

Gọi A_0 là lượng nhiệt truyền dẫn : khi nhiệt từ dưới truyền lên mặt là mặt đất nhận được lượng nhiệt A_0 (khi nhiệt độ tăng theo chiều sâu trong đất), khi nhiệt từ trên mặt đất truyền xuống là mặt đất mất nhiệt (khi nhiệt độ giảm theo chiều sâu trong đất).

Gọi P_d là lượng nhiệt trao đổi loạn lưu giữa mặt đất và không khí. Mặt đất mất nhiệt khi nó có nhiệt độ cao hơn nhiệt độ trong không khí bên trên. Mặt đất nhận được nhiệt khi nó có nhiệt độ thấp hơn nhiệt độ không khí bên trên.

Vậy phương trình cân bằng nhiệt của mặt đất có dạng :

$$\pm B = \mp LE + A_0 \mp P_d \qquad (9)$$

Các thành phần trong phương trình cân bằng nhiệt luôn luôn thay đổi theo thời gian và không gian phù hợp với điều kiện địa lí tự nhiên trên các lãnh thổ khác nhau và cũng tạo nên ở đây một chế độ nhiệt của mặt đất cũng như của không khí bên trên rất đa dạng.



Hình 7. Cấu trúc cân bằng nhiệt của mặt đất ban ngày (a) ban đêm (b)

*** Bài đọc thêm :**

- Phương pháp thu thập số liệu về bức xạ Mặt Trời tổng cộng (tổng xạ) và cân bằng bức xạ mặt đất (CBBX).

Nghiên cứu về các dạng thu chi năng lượng trên bề mặt đất nói chung, về hai thành phần tổng xạ và CBBX nói riêng cần phải có số liệu. Các số liệu đó thu thập từ hai nguồn khác nhau : thứ nhất từ lí thuyết (đo) thứ hai là từ thực nghiệm.

Về lí thuyết người ta căn cứ vào lí thuyết vật lí xây dựng các công thức lí thuyết và cấu tạo nên những khí cụ để đo. Về thực nghiệm người ta căn cứ vào mối quan hệ giữa các yếu tố khí tượng xây dựng những công thức thực nghiệm để tính.

1. Tổng xạ : Ta đã biết theo lí thuyết thì tổng xạ Q

$$Q = I + i = I_0 \sin h + i$$

Đã đo được I_0 bằng trực xạ kế, và đo i bằng tán xạ kế, nhưng số đài trạm đo bức xạ chưa nhiều, chưa đủ độ tin cậy để kết luận về các quy luật phân bố theo không gian của nó, nên người ta đã phải dùng công thức thực nghiệm để tính.

Công thức để tính tổng xạ có nhiều dạng khác nhau, chúng tôi giới thiệu vài dạng để các bạn tham khảo.

Một vài tác giả căn cứ vào quan hệ phụ thuộc của tổng xạ với giờ chiếu nắng (S) và góc nhập xạ (h_0) để thiết lập công thức tính tổng xạ (Q).

Công thức của V.N. Ugrainxevưi :

$$Q = mS + n \qquad (1)$$

Ở đây m, n là hệ số thực nghiệm.

Công thức của C. I. Xivkov :

$$Q = 0{,}0049\, S^{1.31} + 10{,}5\, (\sin h_0)^{2.1} \qquad (2)$$

Một vài tác giả khác lại dùng quan hệ giữa tổng xạ thực tế (Q) với tổng xạ lúc trời quang mây (Q_0) với lượng mây tổng quan để đưa ra công thức thực nghiệm của mình như :

Công thức của T. G. Berlian :

$$Q = Q_0 \{1 - (a + bn)n\} \qquad (3)$$

Công thức của Xavinov - Angxtrem :

$$Q = Q_0 \{1 - (1 - k)n\} \qquad (4)$$

Ở đây : n là lượng mây tổng quan, cả bầu trời là một đơn vị.

- b là hằng số (b = 0,38).

- Các hệ số a và k thay đổi theo vĩ độ địa lí như sau :

φ^0	10	15	20	25	30	40	50	60	70
a	0.40	0.39	0.37	0,35	0.36	0.38	0.40	0.36	0.18
k	0.54	0.33	0.33	0.32	0.32	0.33	0.36	0,40	0.50

Lưu ý : Khi cần tính Q cho địa phương nào đó, đầu tiên là tìm công thức phù hợp, sau đó địa phương hoá công thức bằng cách xác định các hệ số thực nghiệm trong công thức. Ví dụ : Khi dùng công thức (4) để tính tổng xạ cho hơn 150 địa điểm trên phần đất liền thuộc lãnh thổ Việt Nam, chúng tôi đã quy toán công thức (4) để tìm hệ số k và :

$$k = 1 + \frac{Q}{Q_0 n} - \frac{1}{n}$$

Q, Q_0, n đã có ở các đài trạm đo bức xạ

*** Bài đọc thêm : Cân bằng bức xạ mặt đệm**

Năm 1884 Vôâycôv nêu lên tính chất quan trọng của việc nghiên cứu khí hậu. Ông cho rằng, khi nghiên cứu khí hậu, trước tiên phải biết nguồn năng lượng và các vấn đề có liên quan đến nguồn thu chi năng lượng của lãnh thổ nghiên cứu, từ đó có nhiều học giả đã hướng công tác nghiên cứu của mình vào lãnh vực này, mong có đủ số liệu để kết luận về sự phân bố theo thời gian và không gian của CBBX.

Theo lí thuyết thì CBBX (B) là hiệu số giữa bức xạ hấp thu {Q (1-A)} và bức xạ hiệu dụng (E_h) tức là :

$$B = Q(1-A) - E_h$$

và $$E_h = E_d - E_k\ ;\ \ A = \frac{q}{Q}$$

Về mặt lí thuyết các nhà khoa học đã chế tạo được các khí cụ để đo Q, q, E_d, E_k, nhưng thực tế số đài trạm đo chúng chưa nhiều nên phải tính bằng công thức.

Về lí thuyết thì bức xạ hiệu dụng (E_h) phụ thuộc vào bức xạ hiệu dụng khi trời quang mây (E_{oh}) và lượng mây tổng quan (n) theo công thức.

$$E_h = E_{oh}(1 - cn) \qquad (6)$$

và $$E_{oh} = \delta T^4 f(e) \qquad (7)$$

Trên cơ sở công thức (6) và (7) đã có nhiều công thức thực nghiệm được công bố như công thức của : Angstrem, Brent, Berlian Ephimôva. Trong đó công thức của Ephimôva có sức thuyết phục hơn nên được nhiều người sử dụng, và bản thân chúng tôi cũng đã dùng nó để tính bức xạ hiệu dụng trong công trình nghiên cứu về CBBX ở bán đảo Đông Dương.

Ephimôva cho rằng nhiệt độ mặt đất (T_n) cũng có vai trò quan trọng trong việc hình thành bức xạ hiệu dụng nên tác giả đã đưa thêm phần hiệu chỉnh (ΔE) vào công thức (6) nghĩa là :

$$E_h = E_{oh} (1 - cn) + \Delta E \qquad (8)$$

Trong đó : $E_{0h} = a\, \delta T^3 (11{,}4 - 0{,}23\, e)$

$\Delta E = 4a\, \delta T^4 (Tn - T)$

δ - hệ số Stêphan - Bônsman

Hệ số $a = 0{,}95$.

Các công thức bán thực nghiệm trên có ý nghĩa thực tiễn lớn, vì có thể dùng cho bất kì lãnh thổ nào trên Trái Đất kể cả những vùng có băng tuyết, các vùng hoang mạc khô cằn cho đến nơi mưa nhiều ẩm ướt. Nhưng bị hạn chế là phải sử dụng rất nhiều các yếu tố khí hậu khác như : tổng xạ, lượng mây, độ ẩm tuyệt đối (e) nhiệt độ mặt đất, nhiệt độ không khí. Để tránh sự phức tạp đó, chúng tôi đưa ra một công thức thực nghiệm đơn giản hơn đồng dạng với công thức lí thuyết (5) đó là :

$$B = a\, Q - b \qquad (9)$$

Công thức này đã được kiểm nghiệm trên các lãnh thổ Cu Ba, Irắc, Liên bang Nga, Việt Nam, Lào, Campuchia, gần đây chúng tôi kiểm tra lại một lần nữa trên lãnh thổ Việt Nam và tìm được các hệ số thực nghiệm mới a = 0,63 và b = 0,66 nghĩa là công thức (9) có dạng :

$$B = 0{,}63\, Q - 0{,}66 \qquad (10)$$

Hệ số tương quan của công thức (10) là 0,9534 ± 0,0068.

Để đánh giá độ tin cậy của số liệu tính (Bt) theo công thức (10) chúng tôi lấy số liệu thực đo (Bd) làm chuẩn. Kết quả cho thấy các điểm tương quan giữa Bd và Bt phân bố gần hai bên đường phân giác của góc vuông, chúng làm thành trường tương quan là hình elip có đường kính lớn nằm trên đường phân giác dài hơn nhiều lần so với đường kính bé với hệ số tương quan là 0,9459 ± 0,0079. Công thức (9) không chỉ dùng tốt trên lãnh thổ Việt Nam mà còn dùng tốt cho các lãnh thổ khác, miễn rằng trên đó không có tuyết phủ mùa đông, ví dụ ở Liên bang Nga không dùng được.

*** Các tài liệu đọc thêm khác :**

1. Hoàng Ngọc Oanh : ***Công thức cân bằng bức xạ ở mền Bắc Việt Nam*** *Thông báo khoa học (TBKH)-ĐHSP Hà Nội, 1984.*

2. Hoàng Ngọc Oanh : ***Bức xạ Mặt Trời tổng cộng ở miền Bắc Việt Nam****, TBKH-ĐHSP Hà Nội, 1986.*

3. Hoàng Ngọc Oanh : ***Cân bằng bức xạ mặt đệm ở miền Bắc Việt Nam****, TBKH - ĐHSP Hà Nội 1986.*

4. Hoàng Ngọc Oanh : ***Những nét khái quát về cân bằng nhiệt ở Đông Dương****, TBKH - ĐHSP Hà Nội, số 5-1991.*

5. Hoàng Ngọc Oanh : ***Nghiên cứu cân bằng bức xạ bề mặt đất****, TBKH-ĐHSP Hà Nội, 1998.*

2.9. Câu hỏi và bài tập

1. Các vật có nhiệt độ cao hơn................ độ K hoặc................. độ C đều tự phát ra năng lượng. Cường độ phát xạ E theo công thức.................. trong đó.............là.............. ;...............là............và..................là..................

2. Hằng số Mặt Trời trung bình có trị số bằng................lớn nhất khi Trái Đất ở vị trí.....................nhật bằng................., nhỏ nhất khi Trái Đất ở vị trí .... nhật bằng ....

3. Toàn bộ năng lượng bức xạ Mặt Trời dồn tới mặt đất gọi là......................đó là tổng số của................và..............đơn vị để tính nó là.......................

4. Theo định nghĩa cân bằng bức xạ của mặt đệm (CBBX) là tổng số đại số năng lượng..................và..............của bề mặt đó, được thể hiện bằng công thức ....

5. Trên cùng vĩ tuyến năng lượng bức xạ Mặt Trời tổng cộng (tổng xạ) ở........ lớn hơn ở............tổng xạ vào ban đêm có trị số bằng.............. cal/cm^{2}phút. Cân bằng bức xạ mặt đệm (CBBX) ở.............lớn hơn ở..............CBBX ban đêm có trị số bằng................cal/cm^2 phút.

6. Viết phương trình và vẽ sơ đồ thể hiện sự cân bằng trong quá trình thu chi năng lượng của bề mặt đất.

7. Quan sát bản đồ bức xạ Mặt Trời tổng cộng (H. 5) nhận xét phát biểu quy luật phân hoá của nó theo vĩ độ địa lí, theo đại dương với lục địa, giải thích nguyên nhân hình thành các quy luật đó.

8. Quan sát bản đồ cân bằng bức xạ mặt đất (H. 6) nhận xét phát biểu quy luật phân hoá của nó theo vĩ độ địa lí, theo đại dương với lục địa, giải thích nguyên nhân hình thành các quy luật đó.

9. Vào những ngày hè cha mẹ, ông bà thường khuyên con cháu : Mặt Trời đứng bóng (khoảng 12 giờ) đi đi cho mát, kẻo chốc nữa nắng xuyên hông (góc nhập xạ nhỏ) nóng lắm. Điều đó đúng hay sai tại sao ?

10. Tại sao những ngày hè nắng nóng người ta thường khuyên nhau nên đội mũ và mặc quần áo trắng.

11. Một trưa hè nắng nóng A và B dạo chơi trên bãi biển (chân không giày dép). A bảo B ta đi trên doi cát khô cho mát chân, không nên đi trên cát ướt vì nó hấp thụ năng lượng Mặt Trời nhiều hơn cát khô nên nóng lắm. B nói thế là cậu thông minh thật, sinh viên địa lí có khác, tớ học văn cứ tưởng...... Nếu bạn cùng đi thì nên nghe ai. Tại sao ?

§3. CHẾ ĐỘ NHIỆT CỦA KHÍ QUYỂN

3.1. Khái niệm chung

Sự thay đổi nhiệt độ của không khí theo thời gian và không gian gọi là chế độ nhiệt của khí quyển. Chế độ nhiệt của khí quyển là nhân tố quan trọng của thời tiết và khí hậu.

Nhiệt độ không khí thay đổi do ba nguyên nhân sau :

3.1.1. Do sự trao đổi nhiệt với môi trường xung quanh như không gian vũ trụ, các khối khí lân cận, các lớp không khí ở các độ cao khác nhau, hay các lớp đất bên dưới. Khi trao đổi nhiệt có thể theo các phương thức khác nhau như truyền dẫn, trao đổi loạn lưu, bức xạ và cũng có thể trao đổi nhiệt do bốc hơi và ngưng kết.

3.1.2. Nhiệt độ có thể thay đổi do quá trình đoạn nhiệt, nghĩa là nhiệt độ tăng lên hay hạ xuống nhưng không có sự trao đổi nhiệt với môi trường bên ngoài mà chỉ có sự liên quan với áp suất của khối khí khi chuyển động theo chiều thẳng đứng.

3.1.3. Sự thay đổi nhiệt còn do chuyển động ngang của không khí mà ta gọi là bình lưu nhiệt. Nếu không khí chuyển đến có nhiệt độ cao hơn gọi là bình lưu nóng, nếu nhiệt độ thấp hơn, gọi là bình lưu lạnh.

3.2. Biến trình ngày của nhiệt độ

Sự biến thiên liên tục của nhiệt độ từ giờ này qua giờ khác trong ngày đêm gọi là biến trình ngày của nhiệt độ. Nó biến thiên theo một quy luật rất đơn giản,

nhiệt độ được tăng dần từ khi Mặt Trời mọc và đạt đến cực đại sau 12 giờ trưa rồi lại giảm dần đạt đến cực tiểu vào trước lúc Mặt Trời mọc ngày hôm sau (bảng 4) đường biểu diễn biến trình ngày của nhiệt độ trung bình nhiều năm là đường cong đều đặn.

Bảng 4 : Biến trình ngày của nhiệt độ

	Hà Nội (21° 01B, 105° 51Đ)					Tân Sơn Nhất (10°49B,106°40Đ)				
Tháng / Giờ	I	IV	VII	X	XII	I	IV	VII	X	XII
1	15,2	22,6	27,3	23,1	16,8	23,6	27,4	25,5	25,1	23,1
2	15,1	22,4	27,2	22,9	16,6	23,1	27,2	25,5	24,8	22,7
3	14,9	22,3	27,0	22,8	16,5	22,7	27,0	25,3	24,7	22,3
4	14,7	22,2	26,9	22,6	16,3	22,5	26,8	25,2	24,6	22,0
5	14,6	22,2	26,8	22,5	16,2	22,2	26,5	25,1	24,5	21,8
6	14,5	22,2	26,8	22,4	16,0	22,0	26,4	25,1	24,4	21,6
7	14,4	22,4	27,4	22,8	16,0	22,0	27,1	25,7	25,1	21,8
8	14,8	23,0	28,2	23,7	16,6	23,3	28,7	26,8	26,3	23,4
9	15,4	23,4	28,9	24,6	17,4	25,1	30,0	27,9	27,4	25,1
10	16,1	24,2	29,6	25,6	18,4	27,0	31,4	29,0	28,4	26,7
11	16,8	24,9	30,3	26,3	19,2	28,5	32,4	30,0	29,2	27,9
12	17,5	25,5	30,8	26,9	20,0	29,5	33,2	30,1	29,6	28,6
13	18,1	26,1	31,4	27,4	20,7	30,3	33,6	30,4	29,7	29,1
14	18,5	26,2	31,6	27,6	21,0	30,9	33,3	50,4	30,0	29,5
15	18,6	26,3	31,7	27,5	21,1	31,3	32,9	30,0	29,8	29,7
16	18,5	26,1	31,5	27,2	20,9	31,1	32,3	29,8	29,4	29,5
17	18,1	25,6	31,0	26,5	20,2	29,9	31,3	28,8	28,5	28,8
18	17,3	24,9	30,3	25,4	19,2	28,2	30,2	28,1	27,5	27,4
19	16,7	24,3	29,4	24,7	18,5	27,0	29,5	27,3	27,0	26,4
20	16,4	23,9	28,8	24,3	18,1	26,3	29,0	26,0	26,5	26,0
21	16,1	23,5	28,4	24,0	17,8	25,7	28,7	26,4	25,9	25,4
22	15,8	23,2	28,1	23,7	17,5	25,1	28,3	26,2	25,7	24,8
23	15,6	23,0	27,8	23,4	17,2	24,6	28,1	26,0	25,6	24,3
24	15,4	22,8	27,6	23,3	17,0	24,1	27,7	25,7	25,4	23,7
Δt	4,2	4,1	4,9	5,1	5,1	9,3	6,9	5,3	5,6	8,1

Biên độ nhiệt độ ngày $\Delta t = t_{max} - t_{min}$

Giá trị cực đại và cực tiểu của nhiệt độ trong ngày phụ thuộc vào tính chất của bề mặt đất : Cực đại của mặt đất lớn hơn so với lớp không khí bên trên và lớp đất bên dưới, vì ban ngày mặt đất nhận được nhiệt của Mặt Trời nóng lên và từ đó truyền lên không khí và xuống đất. Trị số cực đại của mặt đất lớn hơn mặt nước vì đất có nhiệt dung nhỏ hơn nước. Ngược lại cực tiểu của mặt đất nhỏ hơn của nước do đó biên độ ngày của nhiệt độ đất lớn hơn của nước và không khí của đất trọc lớn hơn đất có phủ thực vật. Vùng khí hậu khô lớn hơn khí hậu ẩm.

Biên độ nhiệt độ ngày giảm dần khi vĩ độ địa lí tăng (Bảng 4) vì ở vĩ độ cao có sự chênh lệch góc nhập xạ trong ngày nhỏ hơn ở vĩ độ thấp. Bảng 4 cho thấy biên độ nhiệt độ ngày trong tất cả các tháng ở Tân Sơn Nhất lớn hơn ở Hà Nội. Chu kì biến thiên trong 24 giờ ở tất cả các tháng đều có một cực đại sau 12 giờ trưa và một cực tiểu trước lúc Mặt Trời mọc...

3.3. Biến trình năm của nhiệt độ

Sự biến thiên liên tục của nhiệt độ từ ngày này qua ngày khác trong năm gọi là biến trình năm của nhiệt độ.

Nhiệt độ ở một địa điểm nào đó phụ thuộc vào sự biến thiên của góc nhập xạ trong năm, vào tính chất của bề mặt đất ở địa điểm đó, nên trong biến trình năm ta thấy nhiệt độ cao vào thời gian có góc nhập xạ lớn, nhiệt độ thấp vào thời gian có góc nhập xạ nhỏ, do đó biến trình năm của nhiệt độ thường có hai loại : phổ biến là có một cực đại vào mùa hạ và một cực tiểu vào mùa đông. Loại thứ hai là có hai cực đại vào thời gian Mặt Trời lên cao và hai cực tiểu, cực tiểu chính vào thời gian đông chí và cực tiểu phụ vào thời gian hạ chí, loại này thường gặp trong khu vực nội chí tuyến.

Biên độ năm của nhiệt độ là hiệu số giữa trị số cực đại và trị số cực tiểu, nó phụ thuộc không những chỉ vào sự chênh lệch góc nhập xạ mà còn vào sự thay đổi tính chất của bề mặt đệm theo mùa trong năm, do đó : Biên độ năm của nhiệt độ tăng dần từ xích đạo về hai cực (Bảng 5).

Từ bảng 5 ta thấy biên độ năm tăng dần từ vĩ tuyến 3°N qua vĩ tuyến 16°B ; 30°B ; 50°B đến 82°B có các trị số tương ứng là 1,8°, 9,4°, 24,2°, 34,8° và 37,5°. Cực đại vào tháng VII, VIII, cực tiểu vào tháng I,II. Nhiệt độ giảm từ xích đạo về hai cực mùa đông giảm nhanh hơn mùa hè. Gradien nhiệt độ nằm ngang tháng giêng (mùa đông) là 6,75°C/1 độ vĩ tuyến. Gradien nhiệt độ nằm ngang (Gng) tháng VII (mùa hè) chỉ có 0,28°C/1 độ vĩ tuyến, tức là nhỏ hơn tháng I 2,7 lần.

Bảng 5. Nhiệt độ (t^oC) độ ẩm tương đối (r%) tại một số địa điểm trên thế giới

Tháng / Yếu tố	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	ΔT, Δr
	Xích đạo Manauc 3° N. 60° T 44^m												
t^oC	25,9	25,7	25,8	25,7	26,2	26,4	26,5	27,2	27,5	27,4	27,2	26,5	1,8°
r%	80	81	81	82	82	80	77	75	73	74	76	80	9%
	Nhiệt đới ẩm Huế 16°24B 107° Đ 17^m												
t^oC	20,0	20,9	23,1	26,0	28,9	29,3	29,4	28,9	27,1	25,1	23,1	20,8	9,4°
r%	86	89	86	82	77	84	73	74	82	86	88	88	16%
	Nhiệt đới khô En Clolea 30°. 3° Đ 383^m												
t^oC	9,8	12,5	16,8	20,9	25,9	31,2	34,0	33,2	29,5	22,8	16,0	10,6	24,2°
r%	65	56	48	39	36	30	32	36	38	47	60	63	35%
	Ôn đới Kamusin 50° B. 45°Đ 24^m												
t^oC	-11,0	-10,2	-4,5	7,2	16,2	21,0	23,8	21,8	15,1	6,8	-1,2	-7,5	34,8°
r%	86	84	84	66	54	51	51	52	58	71	83	86	35%
	Bắc cực Alertơ 82° T 62^m												
t^oC	-33,6	-33,8	-32,7	-24,2	-11,9	-0,4	3,7	0,6	-9,8	-20,0	-25,9	-30,2	37,5

Gng = $-\dfrac{\Delta t}{\Delta l}$. Δt là khoảng cách từ A đến B.

$\Delta t = t_A - t_B$, t_A ; t_B là nhiệt độ ở điểm A và B, dấu trừ (-) thể hiện hướng của Gng về phía nhiệt độ thấp.

3.4. Sự thay đổi nhiệt độ theo chiều thẳng đứng

Trạng thái của đất, nước, khí quyển không đồng nhất ở mọi nơi mọi chỗ, ở các độ sâu, độ cao khác nhau nên nhiệt độ cũng thay đổi phù hợp với vị trí và tính chất của môi trường tạo nên nó.

3.4.1. Theo chiều sâu trong đất. Sự phân bố nhiệt độ trong đất được áp dụng lí thuyết chung về dẫn nhiệt phân tử. Mật độ và độ ẩm của đất càng lớn thì sự dẫn nhiệt càng tốt và nó được lan truyền nhanh hơn, xuống sâu hơn.

Sự phân bố nhiệt trong đất được Phure tổng kết thành các quy luật sau đây :

- Chu kì biến thiên của nhiệt độ không thay đổi theo chiều sâu. Nghĩa là ở độ sâu khác nhau, biến trình ngày với chu kì 24 giờ và biến trình năm với chu kì 12 tháng vẫn giữ một cực đại và một cực tiểu.

- Biên độ dao động nhiệt độ ngày và năm giảm dần theo chiều sâu. Đến một độ sâu nào đó hết ảnh hưởng của năng lượng Mặt Trời truyền xuống thì ở đấy có biên độ bằng không.

- Chiều sâu của lớp đất có nhiệt độ ngày và năm không thay đổi (biên độ bằng không) có quan hệ với nhau theo tỉ lệ căn bậc hai của chu kì dao động, nghĩa là $\sqrt{1}:\sqrt{365} = 1:19$. Như vậy là độ sâu có biên độ năm bằng không lớn hơn độ sâu có biên độ ngày bằng không 19 lần. Chiều sâu có biên độ năm bằng không tăng dần từ xích đạo về hai cực, với các giá trị tương ứng từ 10-30 m. Ở miền khí hậu phía bắc Việt Nam, chiều sâu có biên độ năm bằng không là 1111cm và biên độ ngày bằng không ở độ sâu 58 cm (1111 : 19).

- Thời gian đạt cực đại và cực tiểu trong biến trình nhiệt độ ngày và năm chậm dần theo chiều sâu (vì cần có thời gian để truyền nhiệt trong đất).

- Theo chiều thẳng đứng : Mùa hạ, nhiệt độ giảm theo chiều sâu. Mùa đông tăng theo chiều sâu, tháng chuyển tiếp từ đông sang hạ tăng, sau lại giảm rồi lại tăng theo chiều sâu ; tháng chuyển từ hạ sang đông giảm, tăng lại giảm theo chiều sâu.

Bạn hãy quan sát bảng 6, phân tích nhận xét về quy luật phân bố nhiệt độ trong đất ở Hà Nội xem có phù hợp với quy luật của Phure không.

Bảng 6 : Biến trình năm của nhiệt độ đất ở các độ sâu khác nhau tại Hà Nội (°C)

Tháng / Sâu (cm)	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Δt
0	16,8	18,1	21,4	25,1	29,6	30,8	31,7	30,6	29,2	26,2	22,1	18,6	14,9
5	18,1	18,6	21,4	25,9	29,4	30,0	30,5	29,5	28,8	26,3	22,8	19,3	12,4
60	20,6	20,1	21,5	23,7	27,1	28.3	28,1	28,5	28,7	27,6	25,2	22,5	8,4
160	23,3	22,4	22,3	23,3	25,2	26,9	28,0	28,5	28,6	27,5	26,5	25,5	6,3
320	25,4	24,6	24,4	23,9	24,4	25,3	26,0	28,2	24,0	27,5	27,3	26,5	3,6

3.4.2. Theo chiều cao trong khí quyển. Sự thay đổi nhiệt độ theo chiều cao rất phức tạp : có thể giảm, tăng hoặc không thay đổi theo chiều cao, để đánh giá mức độ thay đổi của nhiệt độ theo chiều cao, người ta dùng gradien nhiệt độ thẳng đứng đó là lượng nhiệt độ thay đổi trên một đơn vị chiều cao (có thể là 100m hoặc 1 km) nếu gọi $G_đ$ là gradien nhiệt độ thẳng đứng thì :

$$G_đ = -\frac{\Delta t}{\Delta z}$$

Ở đây $\Delta t = t_{z1} - t_{z2}$, t_{z1}, t_{z2} là nhiệt độ ở chiều cao z_1 và z_2

$$\Delta z = z_2 - z_1$$

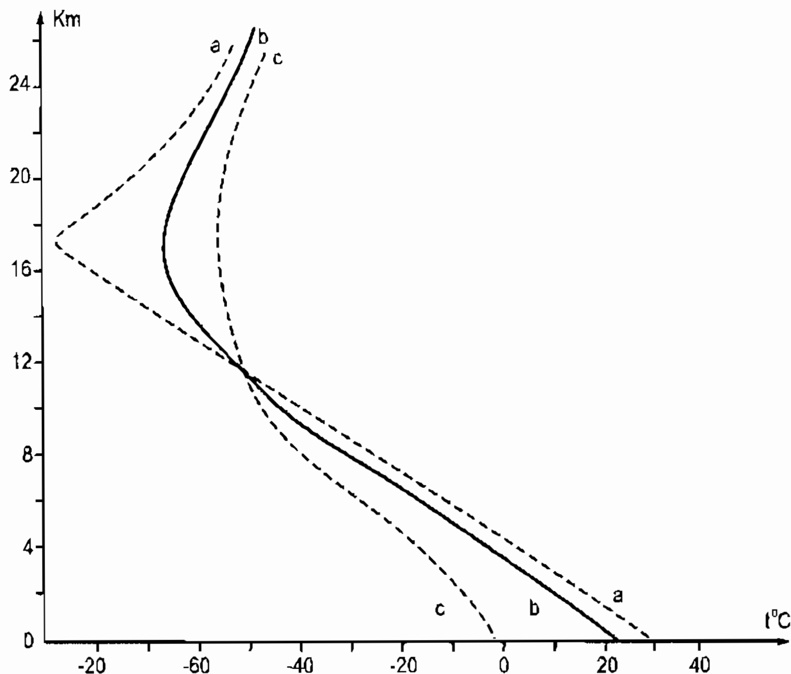
Dấu trừ (-) thể hiện gradien nhiệt độ hướng về phía nhiệt độ thấp.

Khi nhiệt độ giảm theo chiều cao đó là thuận nhiệt thì $G_đ$ có giá trị dương ; khi nhiệt độ tăng theo chiều cao đó là nghịch nhiệt và $G_đ$ có giá trị âm ; Nhiệt độ không thay đổi theo chiều cao gọi là đẳng nhiệt thì $G_đ = 0$.

Người ta có thể tính được nhiệt độ ở độ cao Z nào đó T_Z khi đã biết gradien nhiệt độ thẳng đứng và biết được nhiệt độ ở độ cao Z_0 là T_0. Theo công thức :

$$T_Z = T_0 + G_đ Z.$$

Kết quả nghiên cứu của khí tượng mặt đất và khí tượng cao không được thể hiện ở hình 8 cho ta thấy :



Hình 8. Sự phân bố nhiệt độ trung bình theo chiều cao ở các vĩ độ khác nhau
a- Xích đạo ; b- 30°B ; c- 60°B

Ở tất cả các vĩ độ nhiệt độ đều giảm theo độ cao, đến độ cao khoảng 15-17 km nhiệt độ bắt đầu tăng theo chiều cao. Ở các vĩ độ thấp, nhiệt độ giảm nhanh hơn ở các vĩ độ cao. Trong lớp không khí từ mặt đất đến độ cao khoảng 11-12 km nhiệt độ giảm theo chiều cao trung bình là 6°C/1km, nghĩa là gradien nhiệt độ thẳng đứng (G_d) bằng 0,6°C/100m, ở các vĩ độ thấp G_d lớn hơn ở vĩ độ cao. Cụ thể là ở xích đạo G_d = 0,7°C/100^m ; ở vĩ tuyến 30°B có G_d = 0,6°C/100^m, ở vĩ tuyến 60°B chỉ có G_d = 0,5°C/100 m. Còn gradien nhiệt độ nằm ngang (Gng) ở lớp không khí này hướng từ xích đạo về hai cực, nghĩa là nhiệt độ giảm dần từ xích đạo về hai cực, giảm chậm dần từ dưới lên trên, đến độ cao 11 - 12 km có Gng = 0 nghĩa là ở độ cao này (11 - 12 km) có một mặt đẳng nhiệt khoảng -50°C bao bọc toàn bộ Trái Đất, vượt qua chiều cao này gradien nhiệt độ nằm ngang đổi hướng từ hai cực về xích đạo có nghĩa là ở trên đây nhiệt độ tăng dần từ xích đạo về hai cực, (H.8) đến độ cao khoảng 17 km nhiệt độ tăng dần từ -80°C ở xích đạo qua -65° ở vĩ tuyến 30°B đến -55° ở vĩ tuyến 60°B.

Quy luật phân bố của nhiệt độ trong không khí theo chiều thẳng đứng rất phức tạp vì nó phụ thuộc vào tính chất vật lí của từng lớp không khí ở các độ cao khác nhau, nhưng chúng ta cũng có thể rút ra những nét chung nhất của nhiệt độ trong tầng đối lưu như sau :

Nhiệt độ không khí trong tầng đối lưu giảm dần theo chiều cao, trung bình giảm đi 6°C khi chiều cao tăng lên 1 km có nghĩa là 0,6°C/100m. Đại lượng này gọi là gradien nhiệt độ thẳng đứng. Riêng lớp không khí sát mặt đất thì gradien nhiệt độ thẳng đứng có thể lớn gấp nhiều lần. Có trường hợp nhiệt độ không giảm, mà còn tăng theo chiều cao người ta gọi là hiện tượng nghịch nhiệt. Trong trường hợp nhiệt độ không thay đổi theo chiều cao, tức là gradien nhiệt độ thẳng đứng bằng không, người ta gọi là hiện tượng đẳng nhiệt.

3.4.3. Đoạn nhiệt : Nhiệt độ thay đổi đoạn nhiệt theo chiều thẳng đứng, tức là nhiệt độ tăng khi không khí chuyển động đi xuống và nhiệt độ giảm khi không khí chuyển động đi lên, nhưng không có sự trao đổi nhiệt với môi trường xung quanh mà chỉ liên quan đến sự thay đổi áp suất của không khí. Quá trình đoạn nhiệt trong khí quyển khó xảy ra, nhưng nếu sự chuyển động trong khí quyển xảy ra rất nhanh, và sự trao đổi nhiệt sau thời gian đó rất ít, thì có thể xảy ra đoạn nhiệt.

Khi không khí chuyển động đi lên, nhiệt độ giảm xuống vì nội năng phải chi vào công làm giãn nở thể tích không khí. Khi chuyển động đi xuống, khối khí co lại sinh ra công co bóp, làm nội năng của khối khí tăng lên, nghĩa là tốc độ

chuyển động của các phân tử được tăng lên làm cho nhiệt độ của không khí tăng lên. Sự thay đổi đoạn nhiệt có thể xảy ra ở cả không khí khô và không khí ẩm.

a) Sự thay đổi đoạn nhiệt khô. Khi không khí khô hoặc còn xa độ bão hoà, chuyển động đi lên được 100m, nhiệt độ giảm xuống 1^oC, khi chuyển động đi xuống được 100m, nhiệt độ sẽ tăng lên 1^oC. Đại lượng $1^oC/100m$ người ta gọi là građien đoạn nhiệt khô.

b) Sự thay đổi đoạn nhiệt ẩm. Không khí ẩm chưa bão hoà khi chuyển động đi lên đến một độ cao nào đó nó sẽ đạt đến bão hoà, độ cao đó người ta gọi là mực ngưng kết. Không khí bão hoà tiếp tục đi lên, hơi nước sẽ ngưng kết, nhiệt ngưng kết toả ra (ngưng kết 1 gam nước toả 600 calo) làm cho nhiệt độ giảm chậm lại, vậy građien đoạn nhiệt ẩm sẽ nhỏ hơn građien đoạn nhiệt khô. Khi không khí bão hoà chuyển động đi xuống, quá trình diễn ra rất khác nhau, nó phụ thuộc vào sản phẩm ngưng kết còn giữ lại trong không khí hay đã rơi khỏi không khí dưới dạng mưa khí quyển. Nếu trong không khí không có sản phẩm ngưng kết, khi đi xuống không khí càng xa độ bão hoà và nhiệt độ sẽ tăng lên theo đoạn nhiệt khô ($1^oC/100m$). Nếu trong không khí có sản phẩm ngưng kết (có những hạt nước nhỏ hay các tinh thể rắn), khi hạ xuống nhiệt độ tăng lên chúng sẽ hoá hơi và thu nhiệt làm cho nhiệt độ tăng chậm lại, tức là nhiệt độ sẽ tăng lên theo đoạn nhiệt ẩm, nhỏ hơn $1^oC/100m$.

3.5. Nghịch nhiệt

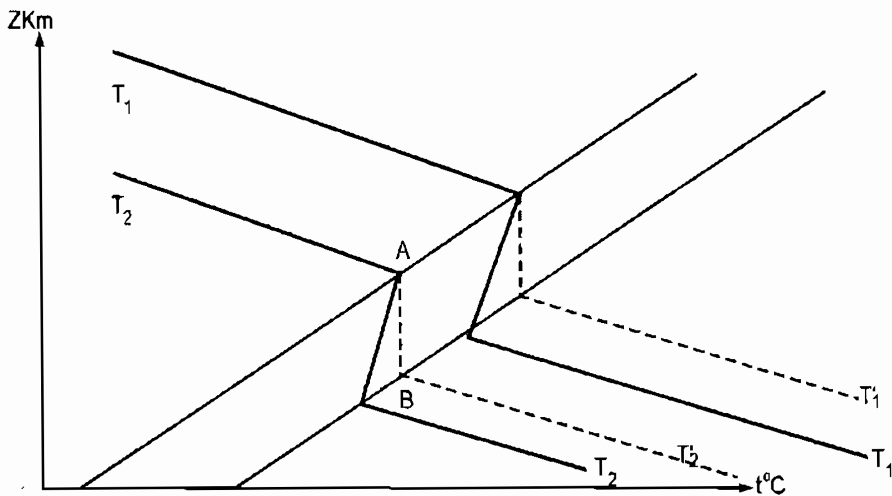
Là hiện tượng nhiệt độ tăng theo chiều cao, nghịch nhiệt có thể xảy ra ở bất cứ độ cao nào của khí quyển, nghĩa là có thể thấy ở lớp không khí sát mặt đất, cũng như trên các lớp không khí ở độ cao khác nhau trong khí quyển.

Nghịch nhiệt được phát sinh do nhiều nguyên nhân khác nhau. Căn cứ vào nguồn gốc phát sinh, người ta chia ra các kiểu nghịch nhiệt sau đây :

3.5.1. Nghịch nhiệt bức xạ có thể xảy ra ở mặt các lục địa, ở giới hạn trên của mây, bề dày của lớp nghịch nhiệt có thể từ chục mét đến vài trăm mét. Ban đêm lúc trời quang mây lặng gió, bức xạ riêng của mặt đất lớn, bức xạ nghịch của khí quyển nhỏ, mặt đất bị lạnh đi nhanh, lớp không khí càng gần mặt đất càng bị lạnh đi hơn lớp bên trên nó, do đó gây ra hiện tượng nhiệt độ tăng theo chiều cao, hiện tượng này có thể xảy ra không chỉ trong những ngày mùa hạ mà cả trong những ngày mùa đông, khi trời quang mây lặng gió. Nghịch nhiệt bức xạ thường liên quan với việc xuất hiện sương mù. Sau khi Mặt Trời mọc, mặt đất hấp thụ được năng lượng Mặt Trời nên nghịch nhiệt cũng tan theo.

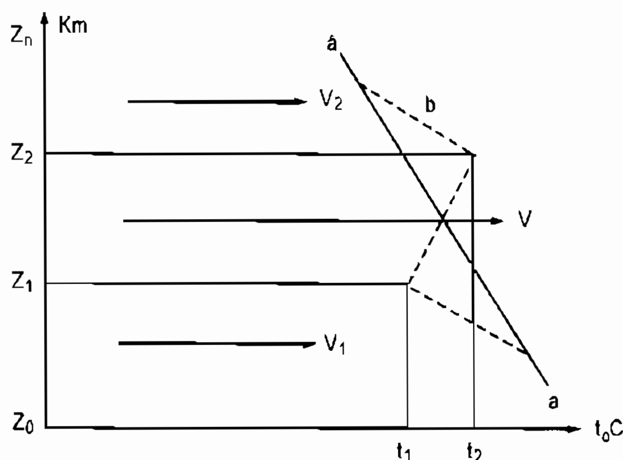
3.5.2. Nghịch nhiệt bình lưu : Loại nghịch nhiệt này xảy ra khi một khối không khí nóng tràn lên một bề mặt lạnh, khi đó phần phía dưới của khối khí nóng bị lạnh đi nhanh hơn nên gây ra nghịch nhiệt. Phần khí quyển phía trên của lớp nghịch nhiệt trở lên nhiệt độ lại phân bố bình thường, tức là lại giảm theo chiều cao.

3.5.3. Nghịch nhiệt frông là hiện tượng nhiệt độ tăng theo chiều cao trong lớp ngăn cách giữa khối không khí nóng nằm trên khối không khí lạnh. Ta đã biết trong khối không khí nóng cũng như trong khối không khí lạnh, nhiệt độ đều giảm theo chiều cao, nhưng nếu trong khối không khí nóng muốn có nhiệt độ bằng nhiệt độ ở khối không khí lạnh thì phải có độ cao lớn hơn, còn trong lớp không khí ngăn cách giữa hai khối khí muốn có nhiệt độ như vậy thì cần phải có độ cao thấp hơn trong khối không khí nóng và cao hơn trong khối không khí lạnh và càng xuống thấp thì vị trí càng xa khối nóng, gần khối lạnh hơn (H. 9). Đường đẳng nhiệt T_2 là đường gấp khúc, trong khối khí nóng nằm cao hơn trong khối khí lạnh, trong mặt frông là đường xiên. Lấy một điểm (A) bất kì trên đường đó (T_2) trong mặt frông kéo một đường dây dọi, đường dây dọi cắt giới hạn dưới của mặt frông ở B, từ đó kẻ một đường song song với T_2 là T'_2, trong khối khí lạnh T'_2 nằm trên T_2 vậy $T'_2 < T_2$. Đoạn AB nằm trong mặt frông có nhiệt độ tăng theo chiều cao nên gọi là nghịch nhiệt frông.



Hình 9. Nghịch nhiệt frông

3.5.4. Nghịch nhiệt động lực là loại nghịch nhiệt được hình thành do sự chuyển động của lớp không khí có tốc độ gió lớn. Hiện tượng xảy ra như sau : một dòng không khí có tốc độ chuyển động lớn ở giữa những lớp không khí có tốc độ chuyển động nhỏ hơn, gây nên sự thiếu hụt không khí ngay sau nó, lớp không khí có tốc độ nhỏ ở phía dưới và phía trên nó chuyển động nhanh vào để bù đắp lại sự thiếu hụt đó ; lớp trên chuyển động di xuống, nhiệt độ được tăng lên một cách đoạn nhiệt ; lớp không khí chuyển động đi lên, nhiệt độ giảm xuống một cách đoạn nhiệt. Kết quả của các quá trình trên làm cho đường biểu diễn sự phân bố của nhiệt độ theo chiều cao ban đầu từ dạng a (đường liên tục) chuyển sang dạng b (đường đứt đoạn). Như vậy là trong lớp không khí có tốc độ gió lớn tạo thành lớp nghịch nhiệt mà ta gọi là nghịch nhiệt động lực (Hình 10).

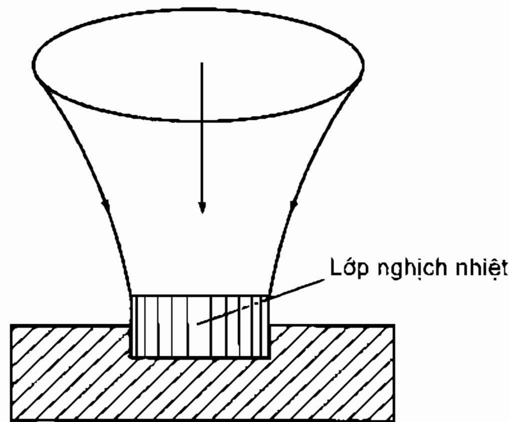


Hình 10. Nghịch nhiệt động lực

3.5.5. Nghịch nhiệt co được hình thành do sự tụt xuống đoạn nhiệt trong những khối khí có tầng kết bền vững, phần không khí tụt xuống đoạn nhiệt thể tích co lại, nhiệt độ tăng lên làm cho nhiệt độ của nó cao hơn nhiệt độ của phần không khí phía dưới nó và tạo nên lớp nghịch nhiệt mà ta gọi là nghịch nhiệt co thường thấy ở khu vực hoạt động của xoáy nghịch (Hình 11).

Lớp nghịch nhiệt trong tất cả các kiểu nghịch nhiệt đều có tác dụng ngăn cản không cho không khí bên dưới nó đi lên. Không khí đi lên thường nặng hơn không khí trong lớp nghịch nhiệt, nên khi lên tới lớp nghịch nhiệt không khí sẽ toả ra mọi phía. Lớp nghịch nhiệt hình thành ở độ thấp hơn mực ngưng kết thì sự hình thành

mây không thể xảy ra, mưa không thể có. Vì thế những nơi có lớp nghịch nhiệt thường xuyên thống trị thường có khí hậu khô.



Hình 11. Nghịch nhiệt co

3.6. Phân bố nhiệt độ không khí trên mặt đất

Sự phân bố nhiệt độ không khí trên Trái Đất được biểu hiện bởi các đường đẳng nhiệt trên bản đồ thế giới. Muốn xây dựng loại bản đồ này, người ta lấy nhiệt độ không khí trung bình nhiều năm của các tháng hay năm đã đo được ở các đài trạm, quy về độ cao mặt nước biển ghi các con số này lên bản đồ, số liệu của trạm nào ghi đúng vị trí của trạm ấy, dùng phương pháp nội suy quy nhiệt độ tại các điểm đo về nhiệt độ ở độ cao mực nước biển, nối các điểm có cùng một giá trị nhiệt độ lại, ta được những đường đẳng nhiệt trên bản đồ.

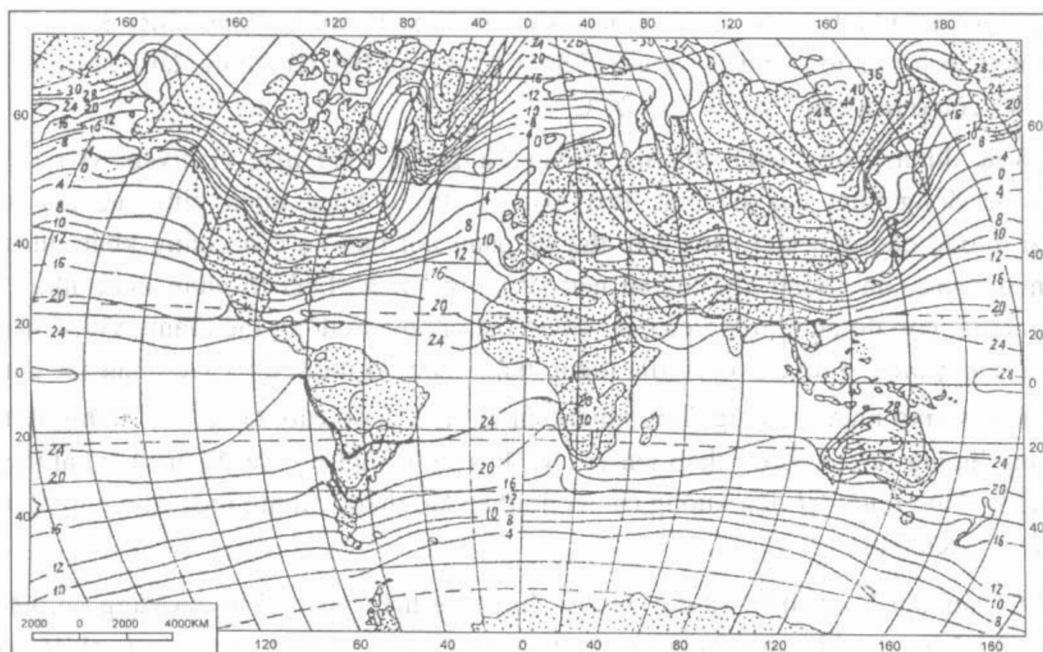
Bản đồ nhiệt độ tháng 1 và tháng 7 cho thấy rằng, nhiệt độ không khí trên Trái Đất nhìn chung giảm từ xích đạo về hai cực, phù hợp với quy luật phân bố của bức xạ Mặt Trời. Ở vùng xích đạo, nhiệt độ trung bình của tất cả các tháng trong năm lớn hơn 25°C một ít. Ở vùng nhiệt đới, những tháng mùa hạ (tháng 7 ở bán cầu Bắc, tháng 1 ở bán cầu Nam) nhiệt độ cao hơn 30°C. Hướng giảm từ xích đạo tới cực nhưng giảm nhanh ở bán cầu mùa đông. Ví dụ tháng 7 ở vĩ độ 40° bán cầu Bắc có

đường đẳng nhiệt từ 16 - 20°C, còn ở bán cầu Nam là đường đẳng nhiệt 8 - 10°C ; ngược lại ở bản đồ tháng 1, cùng ở vĩ độ 40° bán cầu Bắc có đường đẳng nhiệt 10 - 12°C, còn ở bán cầu Nam là 16 - 20°C.

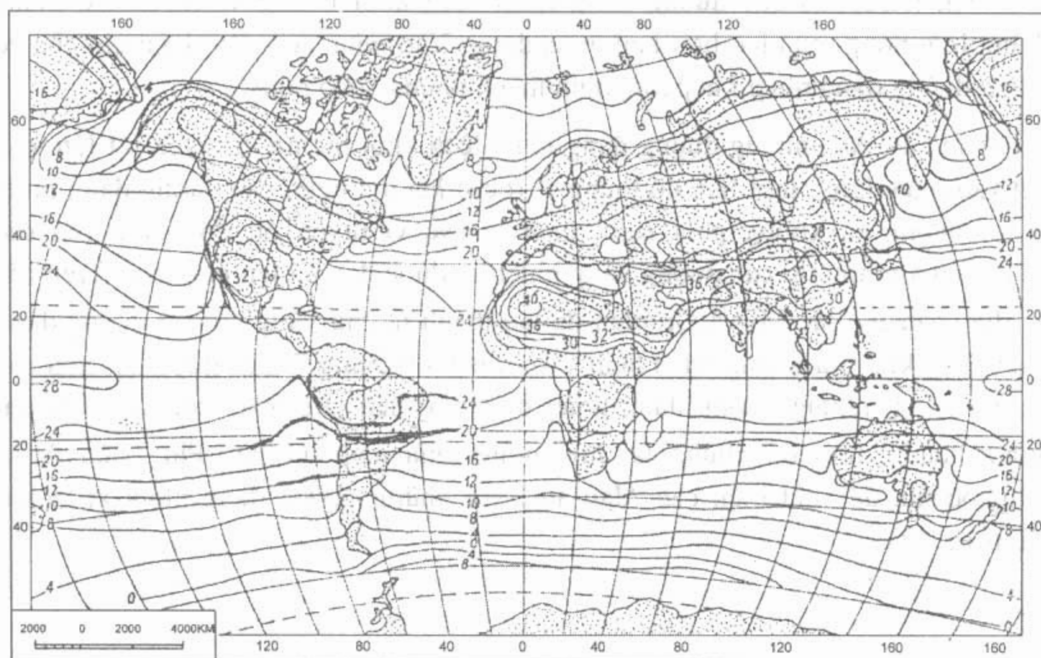
Các đường đẳng nhiệt thường không trùng với vòng tròn vĩ tuyến, vì có sự không đồng nhất của bề mặt Trái Đất, ví dụ sự khác nhau giữa lục địa và đại dương dẫn đến khả năng hấp thụ và phản hồi bức xạ của chúng khác nhau, nhiệt dung của chúng khác nhau nên sự nóng lên và lạnh đi cũng khác nhau ; ngoài ra, còn do ảnh hưởng của các dòng biển nóng và dòng biển lạnh, vì thế nên trên cùng một vĩ tuyến ở các địa điểm khác nhau có nhiệt độ khác nhau rất lớn. Ở một số nơi những đường đẳng nhiệt tiến lên các vĩ độ cao, tạo thành những lưỡi nóng hướng từ các vĩ độ thấp lên các vĩ độ cao, ở một số địa điểm khác, những đường đẳng nhiệt lại tiến xuống các vĩ độ thấp tạo thành những lưỡi lạnh hướng từ cực về xích đạo.

Ở bán cầu Nam, biển và đại dương chiếm ưu thế, ở các vĩ tuyến vùng ôn đới, lục địa hầu như không có nên ở đây vào mùa hạ cũng như mùa đông, nhiệt độ phân bố đơn giản hơn nhiều, các đường đẳng nhiệt không lệch ra khỏi vòng tròn vĩ tuyến nhiều lắm. Nhưng ở các vĩ tuyến nhiệt đới, trên các lục địa Nam Phi, Nam Mĩ, Ôxtrâylia các đường đẳng nhiệt lệch khỏi hướng vĩ tuyến tạo thành những lưỡi nóng mùa hạ, lưỡi lạnh mùa đông. Vào mùa hạ ở đây thậm chí còn có những đường đẳng nhiệt khép kín, hình thành những "đảo nóng".

Ở bán cầu Bắc, những đường đẳng nhiệt lệch khỏi hướng vĩ tuyến rất lớn, đặc biệt vào mùa đông, trên bản đồ tháng 1, ở các lụa địa lạnh, các đường đẳng nhiệt có xu hướng sa xuống phía nam, nhất là các vĩ tuyến ôn đới, còn trên các đại dương ấm hơn thì các đường đẳng nhiệt lại được đẩy xa lên phía bắc. Trên các lục địa châu Á, Bắc Mĩ và Grơnlen đã tạo thành những vùng có các đường đẳng nhiệt khép kín như những "đảo lạnh". Trên bản đồ tháng 7 thì ngược lại, trên các lục địa nóng, những đường đẳng nhiệt được đẩy lên phía bắc, còn trên các đại dương "lạnh" hơn thì chúng lại lùi xuống phía nam. Ở Bắc Phi, Tiểu Á và Caliphoocnia đã xuất hiện các "đảo ấm" với những đường đẳng nhiệt khép kín (Hình 12, 13).



Hình 12. Lược đồ các đường đẳng nhiệt tháng I ở mực nước biển



Hình 13. Lược đồ các đường đẳng nhiệt tháng 7 ở mực nước biển

3.7. Câu hỏi và bài tập

1. Quan sát nhận xét bảng 4, phát biểu về đặc điểm biến trình ngày của nhiệt độ.

2. Quan sát nhận xét bảng 5, phát biểu về đặc điểm biến trình năm của nhiệt độ.

3. Dựa vào hình 8 hãy tính :

- Građien nhiệt độ thẳng đứng ($G_đ$) trong các lớp không khí (ΔZ) ở các vĩ độ φ và điền vào bảng 7 :

Bảng 7. Gđ ở các vĩ độ và chiều cao khác nhau

$G_đ$ (ΔZ) \ φ	0°	30°	60°
$G_đ$ (0 - 17) km	...	...	...
$G_đ$ (17 - 24) km	...	...	...

- Građien nhiệt độ nằm ngang (Gng) từ xích đạo đến vĩ độ 60° ở các độ cao (Zkm) khác nhau trong bảng 8 :

Bảng 8. Gng (0 - 60° VT) ở các độ cao Zkm khác nhau (độ/vĩ tuyến).

Zkm	0	4	8	11,5	14	17	20
Gng (0-60°)	...	...	...	...	...	...	...

Dựa vào hình 8 và kết quả tính được ở bảng 7 và 8 để nhận xét về đặc điểm sự phân bố của nhiệt độ theo chiều cao.

4. Khi nhiệt độ tăng theo chiều cao gọi là.... có.... kiểu nghịch nhiệt là....

5. Lấy nhiệt độ ở các điểm có cùng kinh tuyến 160°Đ với vĩ tuyến là 60°N, 50, 40, 30, 20, 10, 0°, 10, 20, 30, 40, 50, 60°B trên bản đồ nhiệt độ tháng I và tháng VII để vẽ đồ thị biểu diễn sự thay đổi của nhiệt độ theo vĩ tuyến vào các mùa trong năm ở hai bán cầu Nam và Bắc. Căn cứ vào đồ thị mới vẽ được tính građien nhiệt độ trung bình từ xích đạo đến vĩ tuyến 60° bắc và nam cả tháng I và tháng VII.

Quan sát biểu đồ và kết quả tính được để nhận xét về đặc điểm sự thay đổi của nhiệt độ theo vĩ tuyến.

§4. NƯỚC TRONG KHÍ QUYỂN

4.1. Khái niệm chung

Hơi nước luôn luôn có trong không khí, thể tích của nó rất không ổn định, dao động từ 0 - 4%. Hơi nước liên tục được nhập vào khí quyển do quá trình bốc hơi từ

mặt nước, mặt đất ẩm và do sự thoát hơi nước từ thực vật. Khi nước bốc hơi, lớp không khí ở dưới thấp sát mặt đất nhận được nhiều hơi nước nhất, sau đó do quá trình khuếch tán và trao đổi theo chiều thẳng đứng nên hơi nước được đưa lên các lớp không khí trên cao, nhưng quá trình khuếch tán chỉ là thứ yếu, mà chủ yếu là do quá trình đối lưu và loạn lưu. Hơi nước còn di chuyển theo chiều ngang, vì thế gió mùa mùa hạ đóng một vai trò quan trọng để đưa hơi nước từ đại dương vào lục địa.

Khi hơi nước trong khí quyển đã đạt đến một giới hạn tối đa, ở một nhiệt độ nào đó, tức là không khí đã bão hoà hơi nước, nếu lúc đó nhiệt độ lại tiếp tục giảm xuống thì việc ngưng kết hơi nước sẽ diễn ra, nước ở thể hơi trở thành thể lỏng dưới dạng những hạt nước nhỏ, những hạt nước này tụ lại thành mây hay sương mù. Khi nhiệt độ không khí xuống dưới 0°C, nước từ thể hơi biến thành thể rắn, quá trình này được gọi là thăng hoa. Những hạt nước trong mây lớn dần lên do va chạm và hút lẫn nhau, khi có đủ kích thước và trọng lượng để thắng sức cản và quá trình bốc hơi trên đường đi, chúng rơi xuống mặt đất mà người ta gọi là mưa khí quyển. Vậy nước được bốc hơi lên thì sớm hay muộn cũng rơi xuống đất, và nó lại được bốc hơi lên, quá trình này liên tục xảy ra gọi là vòng tuần hoàn của nước. Đó là vòng tuần hoàn ẩm giữa mặt đất và khí quyển. Vòng tuần hoàn ẩm kéo theo vòng tuần hoàn nhiệt nên nó giữ một vai trò quan trọng đặc biệt trong việc hình thành khí hậu.

4.2. Các đại lượng đặc trưng của hơi nước

Hơi nước có trong không khí được đặc trưng bằng các đại lượng sau đây :

4.2.1. Độ ẩm tuyệt đối (a) của không khí là lượng hơi nước tính bằng gam chứa trong 1 m^3 không khí. Độ ẩm tuyệt đối tỉ lệ thuận với nhiệt độ. 1 m^3 không khí khi nhiệt độ 20°C chỉ chứa được 17,3 gam hơi nước, nhưng khi nhiệt độ tăng lên 30°C có thể chứa được 30,6 gam.

4.2.2. Sức trương (e) hay áp suất hơi nước là lượng hơi nước trong khí quyển tính bằng miliba (mb) hay milimet của cột thuỷ ngân (mm Hg).

Độ ẩm tuyệt đối (a) và sức trương hơi nước (e) trong không khí có quan hệ với nhau theo biểu thức :

$$a = \frac{1,06e}{1+\alpha t} g/m^3$$ (nếu sức trương hơi nước (e) tính bằng mmHg)

Ở đây : t - nhiệt độ không khí

α - hệ số giãn nở của chất khí và $\alpha = \frac{1}{273} = 0,00366$

$a = \frac{0,8e}{1+\alpha t} g/m^3$ (nếu sức trương hơi nước tính bằng miliba (mb).)

3.2.3. Sức trương hơi nước bão hoà là sức trương hơi nước đạt đến giá trị cực đại phù hợp với nhiệt độ của không khí. Gọi E là sức trương hơi nước bão hoà, nếu e < E thì không khí chưa bão hoà hơi nước, nếu e = E thì không khí đã bão hoà hơi nước tính bằng miliba hay milimét cột thuỷ ngân.

Sức trương hơi nước bão hoà tăng nhanh khi nhiệt độ tăng (bảng 9).

Bảng 9. Sức trương hơi nước bão hoà ở các nhiệt độ không khí khác nhau

Nhiệt độ không khí (0°C)	-30	-20	-10	0	10	20	30
E (mm Hg)	0,4	0,9	2,1	4,6	9,2	17,5	31,8
E (mb)	0,5	1,2	2,9	6,1	12,3	23,4	42,5
E (gam/m^3)	0,45	1,04	2,32	4,88	9,49	17,44	30,63

4.2.4. Độ ẩm tương đối (r%) là tỉ lệ phần trăm giữa sức trương hơi nước (e) và sức trương hơi nước bão hoà (E) nghĩa là :

$$r = \frac{e}{E} 100\% \qquad (10)$$

Độ ẩm tương đối là chỉ số đặc trưng cho trạng thái ẩm của không khí so với trạng thái của không khí bão hoà. Nếu không khí đã bão hoà hơi nước tức là e = E khi đó r = 100%.

Công thức (10) và bảng 9 cho ta biết :

- Trong biến trình ngày, độ ẩm tương đối (r%) nhỏ vào ban ngày, lớn vào ban đêm, tăng theo chiều cao, biên độ dao động trong ngày giảm theo vĩ độ địa lí. Con số thực tế đo được ở Việt Nam cũng nói lên điều đó (bảng 10).

- Trong biến trình năm, độ ẩm tương đối nhỏ vào mùa hè, khi có nhiệt độ cao ; lớn vào mùa đông, khi có nhiệt độ thấp. Biên độ dao động năm tăng theo vĩ độ phù hợp với biên độ nhiệt độ năm. Bảng 5 với số đo thực tế ở một số điểm trên thế giới cũng nói lên điều đó.

Bảng 10. Biến trình ngày của độ ẩm tương đối (%)

Giờ \ Tháng	Hà Nội (21°01B ;105°51Đ) I	IV	VII	X	XII	Tân Sơn Nhất (10°49B ;106°40Đ) I	IV	VII	X	XII
1	88	92	90	90	88	84	81	91	92	87
2	89	93	91	90	88	85	82	91	93	87
3	89	93	92	90	89	87	83	92	94	88
4	89	93	92	91	89	88	83	93	94	89
5	89	93	92	91	89	89	84	93	94	89
6	88	93	92	91	89	89	86	93	94	89
7	88	92	92	90	88	89	84	92	92	89
8	87	90	89	85	86	79	73	86	84	80
9	83	87	85	79	81	69	65	79	78	72
10	79	83	81	74	76	61	58	74	74	67
11	75	81	78	70	71	55	54	71	70	63
12	72	78	74	67	68	51	51	69	68	61
13	69	76	72	66	65	49	50	68	67	58
14	68	76	70	65	64	47	52	68	68	58
15	68	76	69	65	64	46	53	69	69	57
16	68	78	69	67	65	47	56	71	71	59
17	71	80	69	72	69	52	60	74	75	61
18	76	84	72	79	75	59	66	78	80	68
19	80	87	76	83	80	66	71	82	83	72
20	82	89	81	85	82	70	74	84	85	76
21	84	90	84	87	84	73	75	86	87	79
22	86	91	86	88	86	76	77	88	89	80
23	87	92	88	89	87	79	79	89	90	82
24	88	92	89	90	88	82	79	90	91	85
Δr	21	17	23	26	25	43	34	25	27	32

$\Delta r = r_{max} - r_{min}$.

4.2.5. Độ thiếu hụt bão hoà (d) hay độ thiếu ẩm của không khí là hiệu số giữa sức trương hơi nước bão hoà và sức trương hơi nước của không khí ở một nhiệt độ nào đó tính bằng mb hoặc mmHg.

$$d = E - e$$

4.2.6. Điểm sương là nhiệt độ của không khí mà ở nhiệt độ đó hơi nước có trong không khí đã đạt tới bão hoà, tính bằng độ C.

Như vậy, hơi nước đạt tới bão hoà khi nhiệt độ không khí hạ xuống điểm sương, hay nói cách khác là khi độ ẩm tương đối r = 100% thì nhiệt độ không khí ở điểm sương. Khi hơi nước trong không khí đã đạt tới bão hoà, mà nhiệt độ còn tiếp tục hạ xuống dưới điểm sương thì sức trương hơi nước sẽ vượt qua sức trương hơi nước bão hoà. Trong điều kiện đó lượng hơi nước thừa bắt đầu ngưng kết, tức là hơi nước bắt đầu chuyển từ thể hơi sang thể lỏng hoặc thể rắn, các sản phẩm ngưng kết này rơi xuống mặt đất thành mưa.

4.3. Sự bốc hơi nước

Hơi nước có trong khí quyển là kết quả của quá trình bốc hơi nước từ mặt nước, mặt đất và sự thoát hơi nước từ thực vật.

Đặc trưng cho quá trình bốc hơi là tốc độ bốc hơi hay cường độ bốc hơi. Cường độ bốc hơi tính bằng gam nước hay bằng lớp nước tính bằng milimet nước bốc hơi từ một đơn vị diện tích bề mặt trong một đơn vị thời gian.

Quá trình bốc hơi xảy ra khi không khí thiếu nước và bề mặt bốc hơi có nước. Khi không khí đã bão hoà hoặc bề mặt đất đã bị khô kiệt thì quá trình bốc hơi dừng lại.

Lượng nước bốc hơi được từ mặt nước hay mặt đất đủ ẩm người ta gọi là lượng bốc hơi khả năng.

Lượng nước bốc hơi đo được ở các đài trạm khí tượng chính là lượng bốc hơi khả năng. Lượng bốc hơi khả năng lớn ở các vùng khí hậu khô hạn, nhỏ ở các vùng khí hậu ẩm.

Lượng bốc hơi thực tế từ bề mặt đất phụ thuộc vào lượng nước có trong đất và sự tồn tại của các ống mao dẫn có trong đất để dẫn nước từ các lớp đất sâu lên mặt bốc hơi, do đó lượng bốc hơi thực tế ở các vùng đất khô nhỏ hơn so với các vùng đất ẩm.

Bốc hơi nước cần tiêu hao năng lượng. Cứ bốc hơi được 1 gam nước cần 600 calo. Chính vì thế mà ở các vùng có lượng bốc hơi thực tế lớn sẽ có nhiệt độ không khí thấp hơn so với vùng có lượng bốc hơi thực tế nhỏ.

4.4. Hạt nhân ngưng kết

Sự hình thành các hạt nước nhỏ khi ngưng kết trong khí quyển luôn luôn được diễn ra ở một vật thể nào đó gọi là hạt nhân ngưng kết. Nếu những hạt nước nhỏ ban đầu xuất hiện không có hạt nhân thì sẽ không bền vững và toàn bộ các phần tử đã được tạo thành mây lại bị phá huỷ. Hạt nhân ngưng kết có khả năng hút ẩm, tập hợp các phần tử nước lại, tăng cường độ bền vững của các hạt nước nhỏ mới được hình thành, tạo cơ sở cho việc hình thành các hạt nước có kích thước lớn.

Nếu không khí trong sạch, không có hạt nhân ngưng kết thì sự ngưng kết khó xảy ra mặc dù không khí đã vượt mức bão hoà hơi nước. Trong thực tế hạt nhân ngưng kết luôn luôn có mặt trong khí quyển do bề mặt đất cung cấp. Các hạt nhân ngưng kết có thể là những tinh thể muối từ nước biển, cũng có thể từ sản phẩm của sự cháy trong thiên nhiên hoặc các chất khí do nhà máy phun vào khí quyển, hoặc do núi lửa phun ra, vv...

4.5. Các sản phẩm ngưng kết

Trong khí quyển ta thường gặp các sản phẩm do ngưng kết hơi nước như : sương mù, sương, sương muối, mây.

4.5.1. Sương : Sự ngưng kết hơi nước xảy ra ở lớp khong khí gần mặt đất, các sản phẩm ngưng kết tập hợp lại tạo thành một hiện tượng gọi là sương. Hạt nước của sương mù nhỏ, bán kính trung bình khoảng $2 - 5.10^{-5}$ mm. Theo nguyên nhân hình thành, người ta chia ra hai loại sương mù.

a) Sương mù bức xạ : Loại này xuất hiện trong điều kiện thời tiết quang mây lặng gió, mặt đất bị mất nhiệt nhiều về ban đêm do bức xạ riêng của nó, nhiệt độ mặt đất hạ xuống dưới điểm sương, lớp không khí gần mặt đất bị lạnh đi, quá trình ngưng kết xảy ra, sương mù được hình thành, sau khi Mặt Trời mọc, nhiệt độ tăng lên sương mù cũng tan theo.

b) Sương mù bình lưu : Loại này xuất hiện khi có không khí ấm, ẩm tràn lên bề mặt đệm lạnh, mặt lạnh thu nhiệt làm cho nhiệt độ của không khí mới chuyển tới hạ xuống dưới điểm sương, hiện tượng ngưng kết diễn ra, sương mù được hình thành.

c) Sương và sương muối : Vào những đêm trời quang mây lặng gió, mặt đất bị lạnh đi vì bức xạ, nhiệt độ giảm xuống dưới điểm sương, hơi nước được ngưng kết. Nếu hơi nước ngưng kết ở nhiệt độ dương, những hạt nước nhỏ sau một thời gian ngắn kết hợp lại với nhau thành những giọt sương to. Nếu ngưng kết ở nhiệt độ âm thì hơi nước tạo thành những tinh thể rắn gọi là sương muối. Sương và sương muối

không rơi từ không khí xuống, mà hình thành trực tiếp trên các mặt lạnh. Nguồn hơi nước để hình thành sương và sương muối là từ lớp đất nóng dưới sâu và lớp không khí nóng bên trên có sức trương hơi nước lớn hơn so với bề mặt đất lạnh chuyển tới.

Đất xốp dẫn nhiệt kém hơn đất bị nén chặt, bề mặt đất xốp ban đêm bị lạnh nhanh hơn nên sương và sương muối được hình thành nhiều hơn so với mặt đất bị nén chặt.

Khi hơi nước ngưng kết, tiềm nhiệt hoá hơi toả ra cung cấp nhiệt cho mặt đất làm cho nhiệt độ mặt đất giảm chậm lại. Điều này có ý nghĩa lớn đối với thực vật vì nhiệt lượng này làm giảm cường độ giá lạnh về ban đêm. Sương còn có tác dụng cung cấp nước cho thực vật khi trời nóng, khô. Ban ngày, cây có thể bị héo vì mất nhiều nước do thoát hơi nước. Sương muối có thể gây thiệt hại cho một số cây trồng không chịu được nhiệt độ thấp và biên độ dao động nhiệt lớn.

4.5.2. Mây là tập hợp các sản phẩm ngưng kết hay thăng hoa của hơi nước ở các độ cao khác nhau trong khí quyển. Mây có hình dáng khác nhau và các tính chất vật lí rất phức tạp. Mây được hình thành do quá trình chuyển động đi lên của không khí ẩm và chúng bị lạnh đi một cách đoạn nhiệt, hay lạnh đi vì bức xạ. Nhiệt độ hạ xuống dưới điểm sương, sự ngưng kết hơi nước được thực hiện. Không khí chuyển động đi lên do nhiều nguyên nhân, có thể do đối lưu (không khí bị đốt nóng ở phía dưới do mặt đệm), có thể là do không khí trượt lên cao dọc theo mặt phrông hoặc theo sườn đồi, núi, vv...

Mây được cấu tạo có thể bằng những hạt nước hoặc tinh thể băng, cũng có thể cả hai loại sản phẩm trên và gọi là mây hỗn hợp, mây hỗn hợp phát triển cao hơn mây nước và mây băng.

a) Mây được chia ra làm bốn tầng : Theo chiều cao của chân mây, có thể phân biệt thành ba tầng (tầng cao, tầng giữa và tầng thấp) và tầng thứ tư là mây phát triển theo chiều thẳng đứng, là những khối mây riêng biệt, chân của nó thường ở tầng thấp, còn đỉnh thường ở tầng giữa hoặc tầng cao. Mây được chia ra 10 loại cơ bản theo tầng :

Mây tầng cao

(chân mây cao trên 5 km)

1. Mây ti	Cirus	Ci
2. Mây ti tích	Cirocumulus	Cc
3. Mây ti tầng	Cirostratus	Cs

Mây tầng giữa		
(chân mây cao 2 - 6 km)		
1. Mây trung tích	Altocumulus	Ac
2. Mây trung tầng	Altostratus	As
Mây tầng thấp		
(chân mây cao 0,5 - 3 km)		
1. Mây tầng tích	Stratocumulus	Sc
2. Mây tầng	Stratus	St
3. Mây vũ tầng	Nimbostratus	Ns
Mây phát triển theo chiều thẳng đứng		
1. Mây tích	Cumulus	Cu
2. Mây vũ tích	Cumulonimbus	Cb

Mỗi loại mây đều có thể tồn tại ở thể nước, băng hay hỗn hợp.

Mây tầng cao thường là mây băng, mỏng, trong suốt, nhẹ, màu trắng, không có bóng râm.

Mây tầng giữa thường là mây nước hay mây hỗn hợp, dày đặc hơn mây tầng cao ; mây tầng giữa có cho mưa nhưng ít khi tới mặt đất.

Mây tầng thấp cấu tạo bằng những hạt nước hay hoa tuyết nhỏ, sau lớn dần lên, mây này có màu xám tro hoặc màu tối sẫm và rất dày đặc. Mây Sc, St thường cho mưa phùn còn mây Ns cho mưa lớn.

Mây phát triển theo chiều thẳng đứng, hay còn gọi là mây đối lưu, hình thành khi không khí bốc lên cao do đối lưu. Trên đất liền vào mùa hạ, mây này xuất hiện vào quá trưa và tan đi vào buổi chiều. Ngoài biển và đại dương, mây này phát triển vào ban đêm. Mây Cu không cho mưa, khi phát triển thành Cb cho mưa rào rất lớn dưới dạng lỏng hay rắn, về mùa hạ mưa từ mây vũ tích (Cb) thường kèm theo dông.

b) Lượng mây. Người ta gọi lượng mây là mức độ bầu trời bị mây che phủ, hay tổng lượng mây trên bầu trời. Lượng mây xác định bằng mắt, tính bằng các cấp, tức là số phần mười bầu trời bị mây che phủ. Ví dụ cấp 0 là trời quang mây, hoàn toàn không có mây, cấp 5 là tổng cộng tất cả những vùng có mây lại, bằng nửa bầu trời bị mây che. Ngoài ra người ta còn xác định riêng mây tầng thấp, kết quả quan trắc được ghi dưới dạng phân số, tử số là lượng mây tổng cộng, mẫu số là lượng

mây tầng thấp. Ví dụ lượng mây tổng cộng là 0,8 bầu trời, trong đó lượng mây tầng thấp bao phủ 0,6 bầu trời. Trong trường hợp này sẽ ghi 8/6. Có một số nước như Mĩ, Campuchia, Lào, vv... lại chia bầu trời thành 8 cấp. Ví dụ : cấp 0 là trời quang mây ; mây cấp 4 là tổng cộng tất cả những vùng có mây lại, bằng nửa bầu trời bị mây che.

Lượng mây thay đổi trong ngày và trong năm, sự biến thiên của nó phụ thuộc vào nhiệt độ và độ ẩm không khí, lượng mây thường lớn vào sáng sớm vì nhiệt độ thấp và quá trưa vì đối lưu mạnh.

4.6. Mưa khí quyển

Mưa khí quyển là tên gọi chung của nước rơi ở trạng thái lỏng hay rắn, rơi từ các đám mây xuống, dưới dạng mưa nước, mưa tuyết hay mưa đá. Các giọt nước hoặc tinh thể băng muốn rơi xuống tới đất phải có kích thước lớn, để có trọng lượng thắng sức cản của không khí, và sự bay hơi trên đường rơi của chúng. Các phần tử mây được lớn lên do sự ngưng kết của hơi nước được tiếp tục trên các phần tử nhỏ ban đầu, hoặc sự kết hợp với nhau do va chạm khi chuyển động ngang hoặc rơi theo chiều thẳng đứng.

Mưa có ba loại : mưa dầm, mưa rào, mưa phùn và có hai dạng : mưa nước, mưa rắn (tuyết hoặc đá).

Lượng mưa rơi xác định bằng bề dày của lớp nước tính bằng milimét (mm), đã rơi xuống bề mặt đất nằm ngang, chưa chảy đi nơi khác, chưa thấm xuống đất, chưa bốc hơi. Cường độ mưa là đại lượng tính bằng milimét nước mưa trong một đơn vị thời gian (phút, giờ, ngày).

4.6.1. Biến trình ngày của mưa được xác định bằng lượng nước mưa biến thiên trong ngày đêm ở một địa điểm nào đó. Biến trình ngày của mưa rơi rất phức tạp, không tuân theo một quy luật nhất định, thường thường nó phụ thuộc vào sự biến thiên của lượng mây trong ngày. Trên lục địa thường có lượng mưa lớn vào nửa ngày buổi chiều. Trên các đại dương và bờ biển thường mưa lớn vào ban đêm và buổi sáng phù hợp với dòng thăng trên lục địa và ngoài đại dương.

4.6.2. Biến trình năm của mưa : Ở các vĩ độ khác nhau, các vùng khác nhau trên Trái Đất, biến trình năm của mưa rơi cũng rất khác nhau. Nó phụ thuộc vào hoàn lưu của khí quyển, vào vị trí địa lí tự nhiên của khu vực. Dưới đây là một vài loại biến trình năm cơ bản của mưa rơi thuộc các đới địa lí :

Miền xích đạo (từ 10° vĩ tuyến bắc đến 10° vĩ tuyến nam) có hai cực đại vào sau xuân phân và thu phân, là thời gian Mặt Trời ở vị trí cao trong khu vực. Tương ứng

với hai cực đại, có hai cực tiểu vào sau hạ chí và đông chí là thời gian trong khu vực có vị trí Mặt Trời ở thấp nhất.

Miền nhiệt đới mưa kéo dài trong các tháng mùa hạ, đó là thời gian miền này Mặt Trời ở vị trí cao nhất, trong những tháng còn lại là mùa khô (ít mưa) ; vì mùa hạ không khí xích đạo tràn lên, còn các tháng khác không khí khô từ các hoang mạc tràn xuống thống trị.

Miền á nhiệt đới lượng mưa ít, nhất là mùa hạ vì thời gian này xoáy nghịch á nhiệt đới phát triển mạnh. Mưa rơi phần lớn vào mùa đông vì khi đó xoáy nghịch á nhiệt đới đã dịch chuyển về hướng xích đạo và xoáy thuận từ ôn đới tràn về.

Trong vùng rộng lớn gần bờ Địa Trung Hải và các khu vực phía đông Địa Trung Hải như Iran, Irắc và Trung Á, mưa rơi chủ yếu vào mùa đông, còn mùa hạ là mùa khô.

Các miền ôn đới và các vĩ độ cao : Trên các đại dương mưa nhiều vào mùa đông. Trong các lục địa, mưa lớn nhất vào mùa hạ, mưa nhỏ vào mùa đông.

4.6.3. Sự phân bố địa lí của mưa : Sự phân bố lượng mưa trên Trái Đất (hình 14) phụ thuộc vào nhiều nhân tố khác nhau. Nguyên nhân trực tiếp ảnh hưởng đến lượng mưa là mây (lượng mây và loại mây) ngoài ra lượng mưa còn phụ thuộc vào chế độ nhiệt, chế độ hoàn lưu, địa hình và tính chất của mặt đệm.

Vùng nội chí tuyến, nhiệt độ cao, không khí chứa nhiều hơi nước, đối lưu phát triển mạnh nên lượng mưa ở đây tương đối nhiều, trung bình từ 1000 - 2000 mm/năm.

Khu vực xích đạo, lượng mưa rất phong phú như Trung Mĩ, lưu vực sông Amadôn, Inđônêxia : Một số địa điểm ở Trung Mĩ trung bình có lượng mưa từ 5000 - 6500 mm/năm, ở Côlumbia hơn 7000 mm, ở Tây Phi từ 4000 - 5000 mm, còn ở Đêbunje trên sườn tây nam ngọn núi Camơrun vượt quá 9000 mm. Ở Inđônêxia có một số địa điểm vượt quá 7000 mm/năm.

Lượng mưa lớn thường thấy ở các đảo nhiệt đới như ở quần đảo Haoai trên các núi cao ở các sườn đón gió lượng mưa vượt quá 9000 mm/năm, thậm chí vượt quá 12.000 mm.

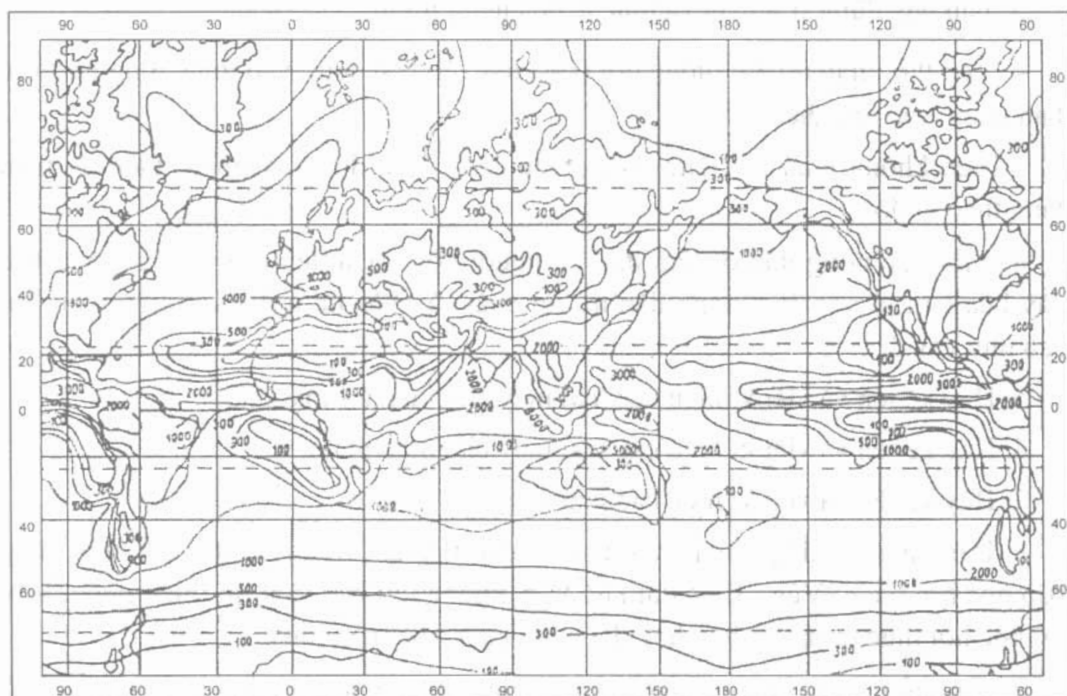
Ở Ấn Độ và Mianma (Miến Điện) lượng mưa trung bình đạt tới 2000 mm/năm và lớn hơn, có nhiều trạm lớn hơn 6000 - 7000 mm. Miền trước dãy núi Himalaya là vùng mưa lớn nhất trên thế giới như ở Serapundi (25,3°B, 91,8°Đ) trên độ cao 1313m lượng mưa trung bình trên 12.000 mm/năm, các năm lớn nhất là

23.000 mm/năm, nhỏ nhất cũng trên 7000 mm/năm, nguyên nhân chủ yếu là sự chuyển động đi lên của không khí ẩm theo sườn núi của gió tây nam vào mùa hạ.

Khu vực á nhiệt đới của hai bán cầu là vùng áp cao, mây ít, mưa rơi thưa thớt, lượng mưa không đáng kể : trung bình 250 mm/năm, có nhiều nơi ít hơn 100 mm/năm, như ở Khactum - vùng trũng sông Nin, quanh năm không mưa. Trong khu vực này mưa ít nhất là trên các đại dương vì bị ảnh hưởng của nghịch nhiệt tín phong và dòng biển lạnh.

Lượng mưa ít, hầu hết thấy ở các vùng hoang mạc nội địa ôn đới bán cầu Bắc, ở đây mùa hạ nhiệt độ cao, mây ít và ở độ cao lớn, còn mùa đông chế độ cao áp chiếm ưu thế, điều này được thể hiện ở các nước Trung Á lượng mưa trung bình chỉ vào khoảng 100 - 250 mm/năm.

Khu vực ôn đới lượng mưa lại tăng lên so với khu vực á nhiệt đới vì ở đây xoáy thuận phát triển thuận lợi, lượng mây lớn và dày đặc. Ở các vùng đồng cỏ lượng mưa năm đạt tới 300 - 500 mm, lượng bốc hơi lớn hơn lượng mưa, nên thường xảy ra nạn khô hạn ; các cây trồng phát triển không bình thường vì thiếu nước. Ở các khu vực có rừng lượng mưa tăng lên 500 - 1000 mm/năm.



Hình 14. Lược đồ phân bổ tổng lượng mưa năm trên thế giới

Lượng bốc hơi ít hơn lượng mưa nên thừa ẩm. Lượng mưa ở châu Âu 500 - 1000 mm/năm do ảnh hưởng của gió tây ôn đới đưa không khí ẩm từ biển vào lục địa. Trong khi đó ở đông Xibia mùa đông có áp cao thống trị nên lượng mưa chỉ nhỏ hơn 500 mm/năm, có nơi xuống dưới 250 mm. Phần phía đông lục địa ôn đới có hoàn lưu gió mùa nên những đợt mưa mùa hạ rất phong phú làm cho lượng mưa lại tăng lên 500 - 1000 mm/năm. Ở các sườn đón gió lượng mưa được tăng lên rõ rệt, ở bờ Biển Đen, sườn núi Kapca có lượng mưa từ 1500 - 2800 mm/năm.

Ở các vĩ độ cao lượng mưa lại giảm đi chỉ còn 200 - 300 mm/năm, có nơi nhỏ hơn 100 mm.

4.7. Câu hỏi và bài tập

1. Kể tên và viết đơn vị để tính tất cả các đại lượng đặc trưng cho hơi nước trong khí quyển.

2. Có một hình hộp mỗi cạnh 3 mét, không khí trong hộp đã bão hoà hơi nước ở nhiệt độ 30°C. Sau đó cho nhiệt độ trong hộp hạ xuống 10°C. Cho biết có bao nhiêu gam nước đã ngưng kết.

3. Bạn hãy dùng lí thuyết và thực tế để chứng minh :

- Theo thời gian độ ẩm tương đối (r%) lớn vào ban đêm, vào mùa đông nhỏ vào ban ngày, vào mùa hè.

- Theo không gian r% tăng theo chiều cao ; biên độ ngày giảm, biên độ năm tăng theo vĩ độ.

4. Một bác nông dân đi làm đất, có người hỏi, chưa đến thời vụ ra giống bác cày bừa làm gì vội. Bác nông dân trả lời phải cày bừa để ủ đất kẻo khô mất. Tại sao như vậy ?

5. Hãy kể tên và viết kí hiệu các loại mây cho mưa tới mặt đất.

6. Hãy kể tên và viết kí hiệu các loại mây cho mưa phùn.

7. Hãy kể tên và viết kí hiệu các loại mây cho mưa to.

8. Hai vùng địa lí tự nhiên. Vùng A có đất thừa ẩm và không khí bên trên cũng bão hoà hơi nước. Vùng B có đất khô kiệt, không khí bên trên rất thiếu nước. Vậy thì bốc hơi thực tế (E) và bốc hơi khả năng E_0 ở vùng nào lớn ?

9. Bạn thử nghiên cứu mối tương quan giữa lượng nước bốc hơi khả năng với độ thiếu hụt bão hoà hơi nước trong không khí. Kết quả nghiên cứu là một công thức thực nghiệm để tính khả năng bốc hơi cho quê hương mình.

10. Quê hương bạn có mấy loại mưa, bạn hãy mô tả chi tiết một loại mà bạn thích nhất.

11. Quê hương bạn có mấy dạng mưa, dạng nào chiếm ưu thế tuyệt đối.

§5. KHÍ ÁP VÀ GIÓ

5.1. Khí áp

Không khí bao bọc xung quanh Trái Đất có trọng lượng, do đó tác dụng lên các vật trên mặt đất và trong khí quyển một áp lực trên bề mặt.

5.1.1. Định nghĩa :

- Khí áp là áp suất khí quyển tại một điểm nào đó trong khí quyển. Khí áp (P) được đo bằng trọng lượng của cột không khí có tiết diện 1 cm^2 nằm bên trên kéo dài từ địa điểm đó đến giới hạn trên của khí quyển :

$$P = g\rho z$$

Ở đây g là gia tốc trọng trường, ρ là khối lượng riêng của không khí, z là chiều cao của cột không khí từ địa điểm đo khí áp đến giới hạn trên của khí quyển.

Khi đo áp suất không khí (khí áp) người ta dùng đơn vị là milimet thuỷ ngân (mmHg) hay đơn vị thứ hai là bar : 1 bar = 1000 milibar ; 1 bar = $10^5 N/m^2$, 1 mb = $10^2 N/cm^2$. 1 mb =0,75 mm Hg, 1 mm Hg =1,333 mb.

- *Khí áp ở mặt nước biển* trung bình bằng 760 mmHg, tương ứng 1013,1 mb ; nếu nhỏ hơn là *khí áp thấp* và lớn hơn là *khí áp cao.*

- Khí áp luôn luôn thay đổi theo thời gian và không gian, đặc biệt thay đổi mạnh theo chiều cao. 3 yếu tố, gia tốc trọng trường (g), khối lượng riêng của không khí (ρ) và bề dày của lớp không khí (z), đều giảm khi chiều cao của địa điểm tăng lên, vì vậy mà khí áp sẽ giảm theo chiều cao. Qua thực tế đo được trong nhiều năm ở châu Âu, ta thấy khí áp thay đổi theo chiều cao như sau :

Ở mực nước biển khí áp là 1014 mb, trên độ cao 5 km là 538 mb ; 10 km - 262 mb ; 15 km - 120 mb và 20 km - 56 mb, còn trên độ cao 100 km chỉ còn một vài miliba.

5.1.2. Bậc thang khí áp : để tính toán sự thay đổi của khí áp theo chiều cao người ta dùng bậc thang khí áp. Vậy bậc thang khí áp là chiều cao được tăng thêm để áp suất của khí quyển hạ xuống 1 miliba.

Bậc thang khí áp h được tính theo công thức :

$$h = \frac{8000}{P}(1+\alpha t)$$

Ở đây : P - áp suất khí quyển ; t - nhiệt độ không khí ; hệ số $\alpha = \frac{1}{273}$.

Từ công thức trên ta thấy bậc thang khí áp tỉ lệ nghịch với khí áp, tỉ lệ thuận với nhiệt độ. Từ đó ta suy ra càng lên cao bậc thang khí áp càng lớn và khi có cùng áp suất thì vùng nóng có bậc thang khí áp lớn hơn vùng lạnh hay nói cách khác là ở vùng lạnh áp suất giảm nhanh, vùng nóng áp suất giảm chậm theo chiều cao, và từ đây dẫn tới hệ quả là ở dưới thấp vùng nóng có áp suất thấp, lên phía trên cao lại là áp suất cao ; ngược lại, ở vùng lạnh dưới thấp là áp cao, lên phía trên là áp thấp. Do đó gió ở dưới thấp và trên cao ngược hướng nhau tạo thành vòng tuần hoàn trong khí quyển.

5.1.3. Sự thay đổi của khí áp theo thời gian : Áp suất của khí quyển ở một địa điểm bất kì nào đó trên mặt đất hay khí quyển tự do đều thay đổi theo thời gian nghĩa là nó có thể tăng hoặc giảm và sự thay đổi đó không theo chu kì, ở các vĩ độ ôn đới thay đổi mạnh hơn ở các vĩ độ nhiệt đới. Trong ngày đêm ở một địa điểm có thể thay đổi từ 20 - 30 mb.

Biến trình ngày của khí áp thường thấy có hai giá trị cực đại từ 9 - 10 giờ và từ 21 - 22 giờ theo giờ địa phương, tương ứng với hai cực đại, có hai cực tiểu từ 3 - 4 giờ và từ 15 - 16 giờ. Nguyên nhân gây ra dao động khí áp trong ngày là do nhiệt độ và sóng triều trong khí quyển.

Biến trình năm của khí áp liên quan chặt chẽ với hoạt động của xoáy thuận và xoáy nghịch. Biến trình năm của khí áp thể hiện mạnh trên các lục địa, mùa đông là áp cao, mùa hạ là áp thấp. Ví dụ ở Matxcơva khí áp trung bình tháng 1 là 1020 mb, tháng 7 là 1011 mb ; ở Hà Nội tháng I là 1018 mb, tháng VII là 1001 mb ; ở Tân Sơn Nhất tháng I là 1011 mb, tháng VII là 1007 mb.

5.1.4. Mặt đẳng áp là bề mặt mà tất cả các điểm trên bề mặt đó có cùng một trị số về áp suất của khí quyển. Trong khí quyển có vô số các mặt đẳng áp nhưng chúng không bao giờ cắt nhau. Mặt đẳng áp có trị số nhỏ luôn luôn nằm trên mặt đẳng áp có trị số lớn.

Nếu tại mực nước biển áp suất ở mọi địa điểm đều bằng nhau và nhiệt độ đều như nhau thì các mặt đẳng áp sẽ bao quanh Trái Đất và đều song song với mực nước biển, những mặt tượng trưng như vậy gọi là mặt chuẩn thuỷ. Nếu các mặt đẳng áp đều

song song với mực nước biển thì sẽ không có sự chênh lệch áp suất theo chiều nằm ngang và như vậy trong khí quyển sẽ không có gió. Nhưng trong thực tế bề mặt đất không đồng nhất, chỗ nóng, chỗ lạnh nên mặt đẳng áp sẽ lồi lên hoặc lõm xuống so với mặt chuẩn thuỷ. Có nghĩa là trên cùng một độ cao tuyệt đối nhưng lại có áp suất khác nhau. Ví dụ trong cùng một thời gian, trên độ cao 5 km ở địa điểm này có áp suất 500 mb, ở các địa điểm khác lại có áp suất 600 mb hoặc 550 mb v.v... Chính sự khác nhau về khí áp trên cùng một độ cao tuyệt đối đã làm phát sinh ra sự chênh lệch áp suất theo chiều ngang và nó là động lực tạo thành gió trong khí quyển.

Đường đẳng áp là đường mà mọi điểm trên đường đó có cùng một trị số áp suất. Đường đẳng áp là giao tuyến của mặt đẳng áp với mặt chuẩn thuỷ hay mặt nước biển.

5.1.5. Gradien khí áp nằm ngang : Để xác định được mức độ thay đổi của khí áp theo chiều ngang, nói chính xác hơn là sự thay đổi khí áp trên mặt chuẩn thuỷ người ta dùng khái niệm gradien khí áp nằm ngang (Gng), đó là sự thay đổi của áp suất trên một đơn vị khoảng cách nằm trên mặt chuẩn thuỷ. Gradien khí áp nằm ngang là đại lượng véc tơ, hướng về phía giảm áp suất và vuông góc với tiếp tuyến của đường đẳng áp tại điểm đặt của véc tơ.

$$\text{Gng} = -\frac{dp}{dn}(mb/m \text{ hoặc } mb/km).$$

Ở đây : dp - mức độ chênh lệch áp suất giữa hai địa điểm trên mặt chuẩn thuỷ có khoảng cách là dn, dấu trừ biểu thị hướng của véc tơ hướng về phía giảm áp suất.

Gradien khí áp nằm ngang tỉ lệ nghịch với khoảng cách giữa các đường đẳng áp, nên khi nhìn vào bản đồ các đường đẳng áp ta cũng có thể biết được giá trị của gradien khí áp nằm ngang ở khu vực nào đó là lớn hay nhỏ, dĩ nhiên ở khu vực có đường đẳng áp càng dày thì gradien khí áp càng lớn và ở đấy gió sẽ mạnh, ngược lại khu vực có đường đẳng áp càng thưa thì gradien càng nhỏ và gió sẽ yếu.

5.1.6. Sự phân bố khí áp tháng I và tháng VII ở mực nước biển. Trên các bản đồ khí áp, áp suất không khí thường được biểu thị bằng các đường đẳng áp, nhìn vào đó ta có thể biết được sự phân bố của khí áp theo không gian trên lãnh thổ. Muốn có các đường đẳng áp, người ta dùng trị số của khí áp đã đo được ở các đài trạm khí tượng trong cùng một chuỗi thời gian, dùng bậc thang khí áp quy về mực nước biển (hay về cùng một độ cao nào đó), và ghi các trị số đó trên bản đồ đúng vị trí của đài trạm, dùng phương pháp nội suy nối các điểm có cùng trị số áp suất lại với nhau ta sẽ được các đường đẳng áp.

a) Tháng I : Nhìn trên bản đồ tháng I (H.15) ta thấy dải áp thấp xích đạo có trị số thấp hơn 1015 mb, trong dải này có bốn vùng áp thấp riêng biệt với các đường đẳng áp khép kín ở Nam Mĩ, Nam Phi, châu Úc và Inđônêxia, áp suất ở tâm của vùng này thấp hơn 1010 mb. Điều cần chú ý là vào tháng I vị trí có áp suất thấp nhất trong dải áp thấp xích đạo không nằm ở chính giữa xích đạo mà ở xa xích đạo, ở khoảng 15° trên các lục địa bán cầu Nam (bán cầu mùa hạ).

Ở vùng áp cao á nhiệt đới hai bên bán cầu, ta thấy những xoáy nghịch á nhiệt đới được tách ra riêng biệt, có các đường đẳng áp khép kín. Những xoáy nghịch như vậy được thể hiện đặc biệt rõ ràng trên ba đại dương ở bán cầu Nam, tâm thường ở các vĩ độ 30 - 35° với áp suất vượt quá 1020 mb, các lục địa nóng hơn ở đại dương nên chúng là những vùng áp thấp. Ở bán cầu Bắc những xoáy nghịch á nhiệt đới cũng thấy trên Đại Tây Dương (cao áp Axoras), ở Thái Bình Dương (cao áp Haoai) có các đường đẳng áp khép kín 1020 mb nằm ở các vĩ độ 30 - 35°.

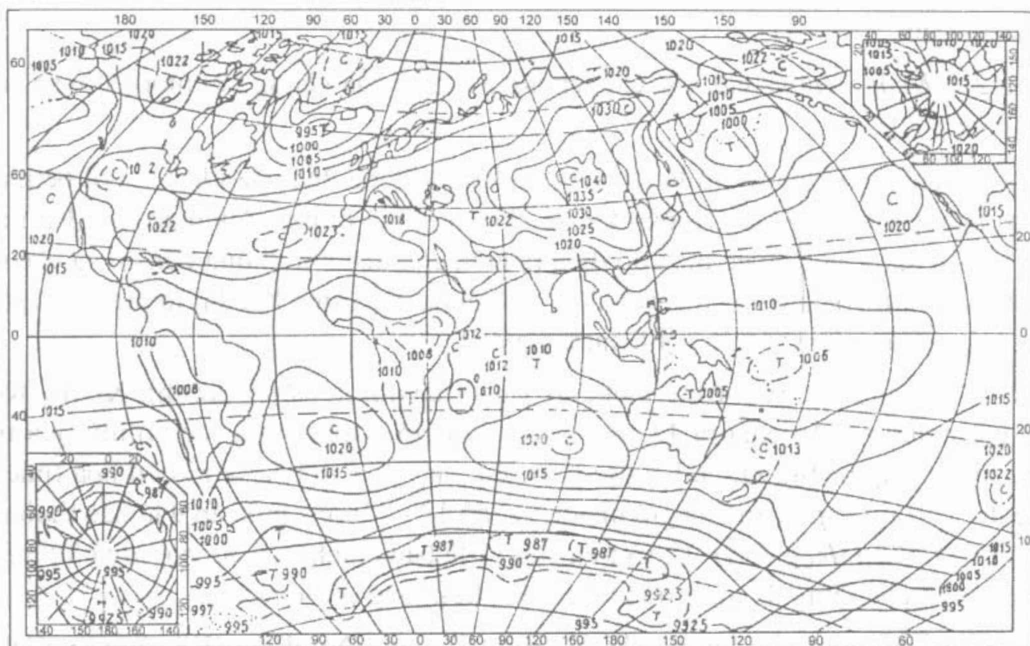
Ở các vĩ độ nhiệt đới và á nhiệt đới thuộc lãnh thổ châu Á, áp suất được tăng lên nhưng không tạo thành các đường đẳng áp khép kín vì lãnh thổ này nằm ở phần phía nam của xoáy nghịch mùa đông châu Á rộng lớn có tâm ở Mông Cổ.

Ở các vĩ độ ôn đới và á cực đới : Ở bán cầu Nam là dải áp thấp kéo dài liên tục, còn ở bán cầu Bắc cũng có áp thấp nhưng chỉ trên các đại dương, đó là hai vùng áp thấp : Ixlan (Băng đảo) ở phía bắc Đại Tây Dương và Alêút ở phía bắc Thái Bình Dương có tâm thấp hơn 1000 mb. Trên lục địa châu Á là xoáy nghịch ở tâm có áp suất cao hơn 1035 mb, ở Bắc Mĩ có xoáy nghịch Canađa, tâm áp suất cao hơn 1020 mb.

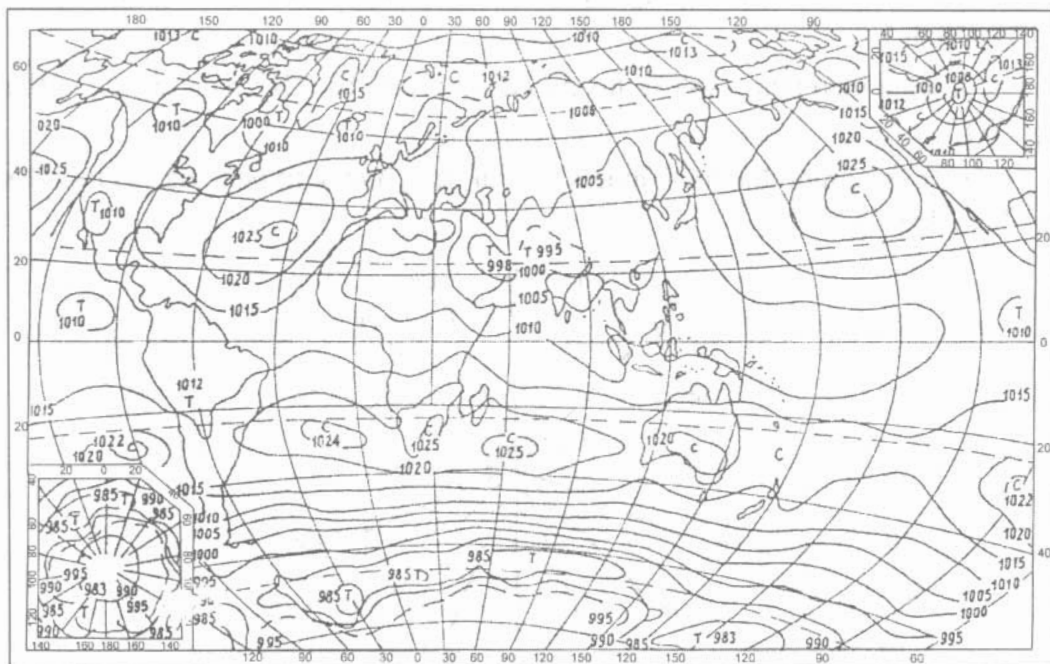
b) Tháng VII : Trên bản đồ khí áp tháng VII (H.16), dải áp thấp xích đạo chuyển lên bán cầu Bắc (bán cầu mùa hạ). Trung tâm áp thấp xích đạo trên các lục địa nóng đã vượt ra ngoài giới hạn của vùng nhiệt đới (khoảng vĩ độ 30°B) như ở châu Á và Bắc Mĩ.

Vùng áp cao á nhiệt đới : Ở bán cầu Nam (mùa đông), các xoáy nghịch á nhiệt đới không những chỉ thấy ở trên ba đại dương mà còn trên cả các lục địa lạnh. Còn ở bán cầu Bắc (mùa hạ) xoáy nghịch chỉ có trên hai đại dương, trên các lục địa có khí áp thấp hơn so với mùa đông (tháng I).

Vùng các vĩ độ ôn đới và á cực đới : Ở bán cầu Bắc, áp thấp đại dương và áp thấp lục địa tạo thành vòng đai áp thấp á cực đới. Ở cực Bắc, áp suất có tăng lên nhưng không đáng kể. Ở bán cầu Nam, trên bản đồ tháng I cũng như tháng VII, các vùng áp thấp trong các vĩ độ á cực đới và vùng áp cao lục địa cực Nam được phân cách nhau rõ rệt.



Hình 15. Lược đồ phân bố áp suất khí quyển ở mực nước biển tháng I



Hình 16. Lược đồ phân bố áp suất khí quyển ở mực nước biển tháng VII

5.2. Gió

5.2.1. Khái niệm về gió : Sự chuyển động ngang của không khí tương đối so với mặt đất gọi là gió.

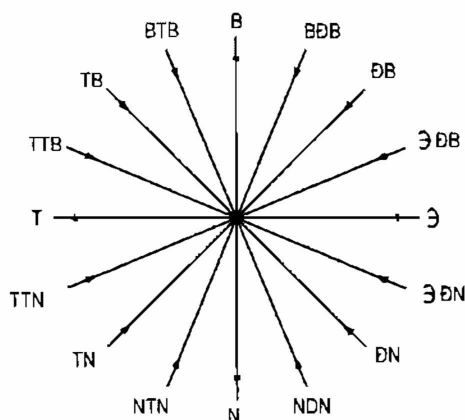
Nguyên nhân gây ra gió là sự phân bố không đồng đều của khí áp trên bề mặt nằm ngang của Trái Đất. Không khí sẽ chuyển động từ nơi có khí áp cao đến nơi có khí áp thấp, sự chuyển dịch đó diễn ra mãi, cho đến khi không còn có sự chênh lệch áp suất theo chiều ngang mới thôi. Gió được đặc trưng bởi đại lượng véctơ tốc độ, hướng của véctơ tốc độ gọi là hướng gió.

Tốc độ gió được tính bằng mét/giây (m/s) hay kilômet/giờ (km/h). Khi đo tốc độ gió người ta còn chia ra 12 cấp, gọi là cấp gió Bôpho, mỗi cấp có một giá trị xác định : cấp không tức là lặng gió, tốc độ bằng 0, cấp bốn là gió ôn hoà (nhẹ), tốc độ 5 - 7 m/s, gió cấp 7 là gió mạnh, tốc độ 12 - 15 m/s, gió cấp 9 là bão thường tốc độ 18 - 21 m/s, gió cấp 12 và trên cấp 12 là bão mạnh, tốc độ vượt quá 30 m/s. Cấp gió Bôpho dùng để quan trắc trên biển khi không có dụng cụ.

Hướng gió gồm tám hướng chính : bắc (B), nam (N), đông (Đ), tây (T), đông bắc (ĐB), đông nam (ĐN), tây nam (TN), tây bắc (TB) và tám hướng phụ : bắc-đông bắc (BĐB), đông-đông bắc (ĐĐB), đông-đông nam (ĐĐN), nam-đông nam (NĐN), nam-tây nam (NTN), tây-tây nam (TTN), bắc-tây bắc (BTB), tây-tây bắc (TTB) (Hình 17).

Các kí hiệu theo tiếng Anh về hướng gió như sau : bắc (N), nam (S), đông (E), tây (W).

Hướng gió tại một địa điểm được xác định bằng hướng từ phía mà gió thổi đến địa điểm đó (Hình 17).



Hình 17. Hướng gió

5.2.2. Các lực tạo gió và ảnh hưởng đến gió :

a) Lực gradien khí áp nằm ngang hay lực phát động gradicn khí áp. Nguyên nhân gây ra gió là do có sự chênh lệch áp suất theo chiều ngang, do đó trong động lực học khí tượng, lực phát động gradien khí áp là lực đẩy cho không khí chuyển động, nghĩa là lực đó gây ra gió và nó được biểu thị bằng

$$G = -\frac{1}{\rho}\frac{dp}{dn}$$

như vậy là lực phát động gradien khí áp tỉ lệ thuận với gradien khí áp nằm ngang $\left(\frac{dp}{dn}\right)$ và tỉ lệ nghịch với mật độ của không khí (ρ).

Khi lực phát động gradien khí áp vừa xuất hiện, gió được hình thành, thì ngay tức khắc có các lực khác tham gia, đó là :

b) Lực làm lệch do sự tự quay của Trái Đất (lực Côriôlit). Lực Côriôlit không làm thay đổi tốc độ gió mà chỉ có tác dụng làm thay đổi hướng gió, ở bán cầu Bắc bị lệch về bên phải và bán cầu Nam lệch về bên trái của hướng gió. Lực này tác động lên một đơn vị khối lượng và bằng gia tốc quay có đại lượng là A.

$$A = 2wv\sin\varphi\ (cm/s^2).$$

Ở đây : w - tốc độ góc và $w = \frac{2\pi}{24.60.60s}$, v - tốc độ gió, φ - vĩ độ địa lí.

c) Lực ma sát. Khi không khí chuyển động sẽ xuất hiện lực ma sát, lực này có hướng ngược với hướng gió, nó có tác dụng làm giảm tốc độ và thay đổi hướng gió. Lực ma sát lớn nhất ở lớp không khí sát mặt đất và đến độ cao trung bình 1000m (độ cao ma sát hay lực ma sát) thì lực ma sát bằng không. Lực này kí hiệu là R và

$$R = -kv$$

k - hệ số ma sát, hệ số ma sát bằng 0 ở trên mực ma sát, dấu trừ (-) thể hiện hướng của lực ma sát ngược với hướng gió.

d) Lực li tâm. Nếu không khí chuyển động trong các đường đẳng áp cong thì sẽ xuất hiện lực li tâm C và

$$C = \frac{v^2}{r}(cm/s^2)$$

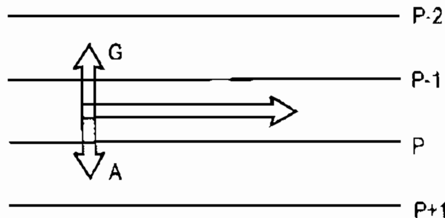
r - bán kính của quỹ đạo chuyển động.

Hướng của lực li tâm luôn luôn vuông góc với tiếp tuyến của quỹ đạo chuyển động của không khí.

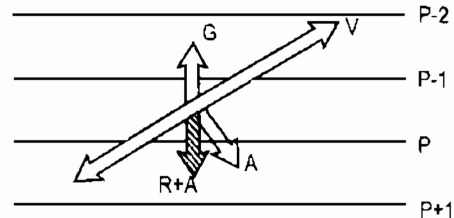
5.2.3. Không khí chuyển động trong trường hợp các đường đẳng áp thẳng và song song thì có hai khả năng xảy ra :

a) Thứ nhất là khi gió ở độ cao trên mực ma sát thì có hai lực tham gia đó là lực phát động gradien khí áp (G) và lực Côriôlit (A) hai lực này cân bằng nhau (có nghĩa là G = A) tạo nên hướng gió dọc theo các đường đẳng áp thẳng và song song, không có ma sát và gọi là gió địa chuyển (H.18).

Thứ hai là khi gió ở trong lớp ma sát thì có ba lực tham gia, ngoài lực Côriôlit (A), lực gradien khí áp (G) còn có lực ma sát (R), ba lực này cân bằng nhau tạo nên hướng gió không trùng với đường đẳng áp mà cắt đường đẳng áp, lệch về phía áp thấp tạo với hướng của lực gradien khí áp một góc α nhỏ hơn 90° (H.19). Ở lớp không khí sát mặt đất $\alpha = 60^{\circ}$, α ngoài biển lớn hơn trong lục địa và α tăng theo chiều cao, đến mực ma sát nó gần bằng 90° và hướng gió trùng với hướng gió địa chuyển.



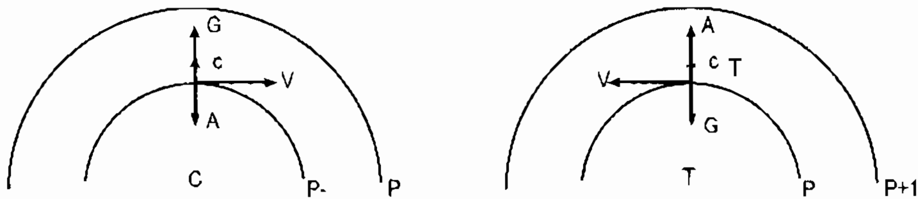
Hình 18. Gió địa chuyển



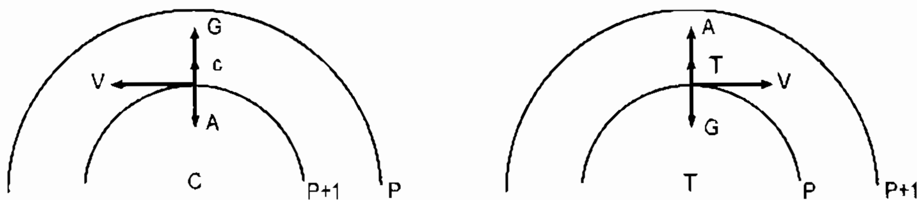
Hình 19. Gió địa chuyển có ma sát

5.2.4. Không khí chuyển động trong trường hợp các đường đẳng áp cong cũng có hai khả năng xảy ra :

a) Thứ nhất, gió ở độ cao trên mực ma sát sẽ có ba lực tham gia đó là lực phát động gradien khí áp (G), lực Côriôlit (A) và lực li tâm (C), ba lực này cân bằng nhau tạo nên hướng gió luôn luôn là tiếp tuyến của đường đẳng áp cong (H.20, H.21), vuông góc với lực phát động gradien khí áp và lệch về bên phải của nó ở bán cầu Bắc (H.20) và bên trái ở bán cầu Nam (H.21). Gió này được gọi là gió địa xoáy hay là gió địa chuyển trong các đường đẳng áp cong.



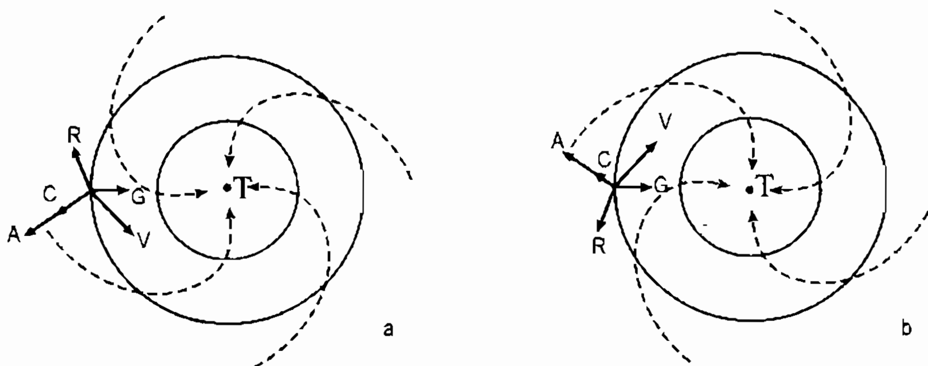
Hình 20. Gió địa xoáy ở bán cầu Bắc, trong trường hợp tâm là áp cao (C) và tâm là áp thấp (T)



Hình 21. Gió địa xoáy ở bán cầu Nam có tâm áp cao (C) và tâm áp thấp (T)

Thứ hai, gió ở trong lớp ma sát sẽ có đầy đủ cả bốn lực tham gia, đó là lực phát động gradien khí áp (G), lực Côriôlit (A), lực ma sát (R) và lực li tâm (C) ; bốn lực này cân bằng nhau tạo nên hướng gió không phải là tiếp tuyến của đường đẳng áp, mà nó cắt đường đẳng áp, lệch về phía áp thấp tạo với hướng của lực gradien khí áp một góc nhỏ hơn 90°, lực Côriôlit và lực li tâm vuông góc với hướng gió. Gió này gọi là gió địa xoáy có lực ma sát tham gia (H. 22 ; H.23). Trong trường hợp các đường đẳng áp cong khép kín có tâm là áp thấp hay áp cao, đó chính là các xoáy thuận và xoáy nghịch.

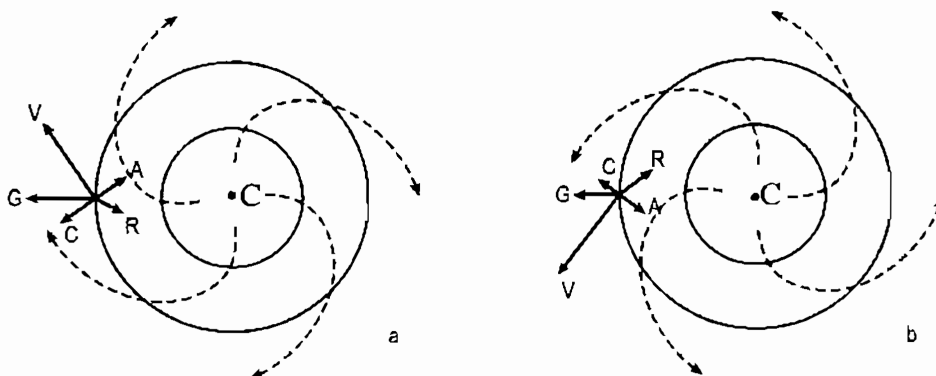
5.2.5. Xoáy thuận : Xoáy thuận là vùng áp thấp có các đường đẳng áp khép kín, áp suất giảm từ ngoài vào trong. Gió trong xoáy thuận có hướng từ ngoài vào tâm ngược chiều kim đồng hồ ở bán cầu Bắc, theo chiều kim đồng hồ ở bán cầu Nam, hướng gió theo đường xoáy trôn ốc từ dưới lên trên nên trong khu vực có xoáy thuận hoạt động có nhiều mây, mưa nhiều, khí hậu ẩm. Riêng ở trung tâm xoáy thuận có luồng không khí từ trên cao hạ xuống, nhiệt độ tăng lên, trời quang mây lặng gió, gọi là mắt xoáy thuận.



Hình 22. Gió trong xoáy thuận : ở bán cầu Bắc (a) ; ở bán cầu Nam (b)

Phạm vi xuất hiện và hoạt động của xoáy thuận :

a) Xoáy thuận xuất hiện trên các vĩ độ cao. Đa số được hình thành trên frông cực, khi mới hình thành ở phía tây, phát triển và di chuyển theo hướng đông-đông nam ở bán cầu Bắc và hướng đông-đông bắc ở bán cầu Nam và tan đi ở đấy ; frông già tan đi, frông trẻ lại xuất hiện liên tục tạo thành những chuỗi xoáy thuận nối tiếp nhau và hình thành ở các vĩ độ 60 - 65° một vành đai áp thấp động lực.



Hình 23. Gió trong xoáy nghịch ở bán cầu Bắc (a) ; ở bán cầu Nam (b)

b) Xoáy thuận xuất hiện ở các vĩ độ thấp (5 - 20°) được gọi là xoáy thuận nhiệt đới hay bão nhiệt đới. Các lưỡi áp thấp được hình thành trên frông nhiệt đới hoặc frông tín phong, khoảng 10% phát triển mạnh lên thành xoáy thuận. Xoáy thuận nhiệt đới chỉ hình thành trên các đại dương, khi tràn vào lục địa, do ảnh hưởng của ma sát lớn chúng sẽ tan nhanh. Khi xoáy thuận đã hình thành sẽ di chuyển về

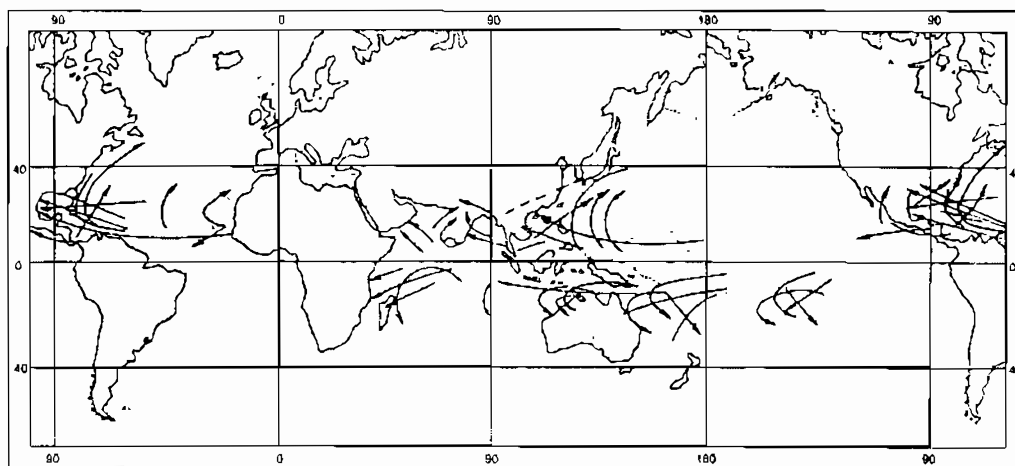
hướng tây-tây bắc ở bán cầu Bắc và hướng tây-tây nam ở bán cầu Nam, nếu chúng tràn vào các lục địa nhiệt đới thì sẽ tan nhanh ở đấy. Nhưng nếu chúng lên đến các vĩ độ 25 - 30° mà vẫn còn trên các đại dương thì chúng sẽ ra khỏi khu vực nhiệt đới và đổi hướng từ tây bắc sang đông bắc và từ tây nam sang đông nam. Nơi có xoáy thuận nhiệt đới hoạt động thì có gió lớn kèm theo mưa nhiều, thường xảy ra những thiên tai lớn, tổn thất nhiều về tài sản, có khi cả tính mạng con người.

Trung bình hàng năm trên Trái Đất có tới 70 cơn bão nhiệt đới xuất hiện ở bán cầu mùa hạ và mùa thu, mùa đông hầu như không có.

Xoáy thuận nhiệt đới xuất hiện trên những vùng sau đây :

ở bán cầu Bắc : Vùng biển Hoàng Hải, quần đảo Philippin, Tây Thái Bình Dương đến tận 170° kinh tuyến đông, xoáy thuận nhiệt đới xuất hiện trung bình 28 lần trong năm, một nửa trong số đó có gió cấp 12. Vùng Đông Thái Bình Dương, từ Mêhicô về phía tây, xoáy thuận nhiệt đới xuất hiện trung bình 6 lần trong năm. Vùng nhiệt đới Bắc Đại Tây Dương thấy ở biển Caribê, quần đảo Ăngti bé và trong vịnh Mêhicô, quần đảo Mũi đất xanh (Capve). Vùng biển Arập, xoáy thuận xuất hiện ít, không quá hai lần trong năm.

Ở bán cầu Nam : Vùng Thái Bình Dương từ Tân Ghinê đến phía tây và bắc Ôxtrâylia (Úc) đến quần đảo Capca, xoáy thuận nhiệt đới xuất hiện trung bình 10 - 20 lần/năm. Vùng Ấn Độ Dương giữa quần đảo Mađagaxca và Macxcaren trung bình có 6 lần trong năm (H.24).



Hình 24. Lược đồ những đường chính của xoáy thuận nhiệt đới

5.2.6. Xoáy nghịch : Xoáy nghịch là vùng áp cao có các đường đẳng áp khép kín, hướng của gradien khí áp từ trong ra ngoài, hướng gió từ trên xuống dưới, từ trong ra ngoài theo đường xoáy trôn ốc (ở bán cầu Bắc theo chiều kim đồng hồ, ở bán cầu Nam ngược chiều kim đồng hồ). Trong khu vực hoạt động của xoáy nghịch thời tiết trong sáng, mây khó hình thành, mưa ít, khí hậu khô.

Vùng á nhiệt đới hai bên bán cầu ở các vĩ độ 30 - 35°, các xoáy nghịch tồn tại quanh năm trên các đại dương. Trên các lục địa lạnh vào mùa đông cũng xuất hiện các xoáy nghịch, như trên các lục địa Âu-Á-Bắc Mĩ,...

Hoàn lưu trong xoáy thuận cũng như trong xoáy nghịch đóng vai trò quan trọng trong việc điều hoà, phân bố lại nhiệt và ẩm trên bề mặt đất.

5.3. Các frông

5.3.1. Định nghĩa : Giữa các khối khí được ngăn cách với nhau bởi một lớp không khí chuyển tiếp, lớp này nghiêng trên mặt đất và tạo với bề mặt đất một góc nhỏ khoảng vài phút, lớp này gọi là frông, chiều dài của frông đến hàng nghìn km. Giới hạn phía trên của frông ở độ cao vài km, thỉnh thoảng có thể đến giới hạn trên của tầng đối lưu. Bề dày của frông (của lớp chuyển tiếp) khoảng 10 km. Bề dày này so với diện tích frông thì vô cùng nhỏ nên người ta thường gọi lớp không khí chuyển tiếp đó là mặt frông.

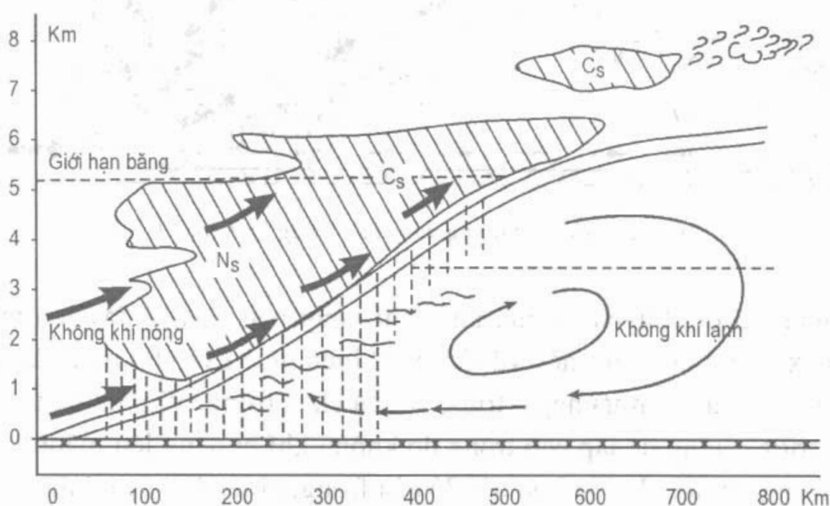
Frông ngăn cách giữa hai khối khí chính gọi là frông chính, ví dụ : frông giữa khối khí bắc (nam) cực với khối khí ôn đới gọi là frông bắc (nam) cực (F_A) ; giữa khối khí nhiệt đới và khối khí ôn đới là frông ôn đới hay frông cực (F_P) ; giữa khối khí nhiệt đới và khối khí xích đạo là frông nhiệt đới (F_T). Ngoài ra còn có frông nằm trong một khối khí chính để ngăn cách hai phần không khí tương đối không đồng nhất của khối khí gọi là frông phụ.

Hai khối khí ở hai bên frông, khối khí nóng luôn luôn ở trên khối khí lạnh. Sự hoạt động của frông có liên quan chặt chẽ với thời tiết trong vùng nó hoạt động. Vì sự chuyển động đi lên của không khí trên mặt frông sẽ dẫn đến sự hình thành mây, mưa trong một phạm vi rộng lớn. Hai phía chân frông có sự nhiễu loạn lớn của khí quyển và dẫn đến sự hình thành các xoáy thuận và xoáy nghịch. Dựa vào tính chủ động của hai khối khí ở hai bên frông khi di chuyển người ta chia ra frông nóng và frông lạnh.

5.3.2. Frông nóng

Frông nóng là frông có khối khí nóng chủ động đẩy lùi khối khí lạnh, vì có ma sát giữa mặt đệm và không khí, nên khối khí lạnh dưới mặt frông hình thành một

cái nêm nhọn. Khối khí nóng tràn lên trên mặt frông, chuyển động đi lên, bị lạnh đoạn nhiệt, hơi nước ngưng kết tạo thành hệ thống mây vũ tầng (Ns), trung tầng (As) và cho mưa trong phạm vi rộng 300 - 400 km trước chân frông (chân frông là giao tuyến giữa mặt frông và mặt đất), cao hơn nữa có mây ti tầng (Cs) và mây ti (Ci). Khi frông đang chuyển gần lại vị trí quan trắc thì ta thấy mây ti xuất hiện đầu tiên rồi lần lượt là mây ti tầng, trung tầng rồi đến vũ tầng và có mưa lớn, nhiệt độ tăng dần, áp suất giảm dần. Khi chân frông chuyển qua, nhiệt độ, áp suất thay đổi đột ngột nghĩa là nhiệt độ tăng nhanh, áp suất giảm mạnh có mây tầng (St) và sương mù xuất hiện, gần hai bên frông có gió mạnh và giật từng đợt, sau frông mạnh hơn trước frông (H.25).

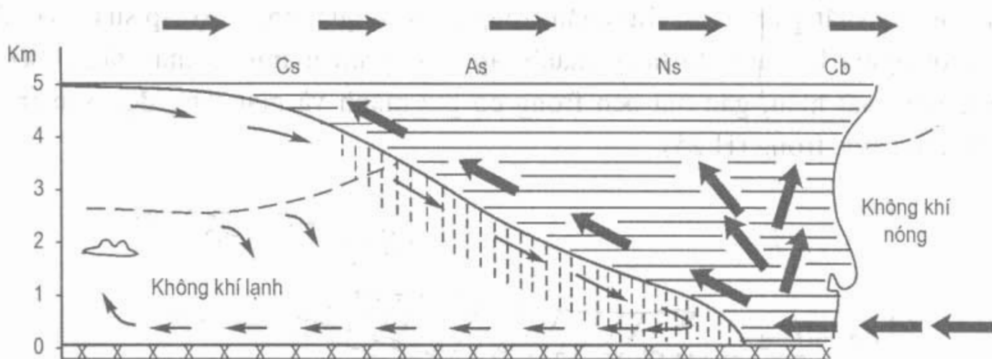


Hình 25. Mặt cắt thẳng đứng của frông nóng

5.3.3. Frông lạnh

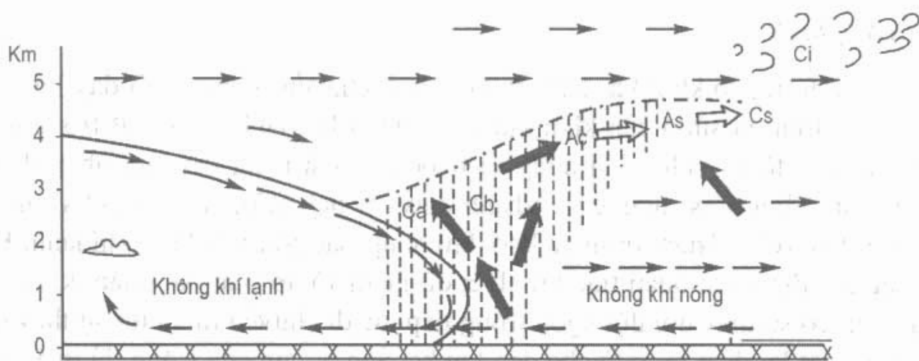
Frông lạnh là frông có khối khí lạnh chủ động di chuyển ở phía dưới đẩy lùi khối khí nóng ở phía trên, vì sức ì của khối khí nóng, khối khí lạnh dưới mặt frông hình thành một cái nêm tù đẩy khối khí nóng và buộc nó phải nâng lên cao, nhiệt độ hạ xuống đoạn nhiệt, hơi nước ngưng kết thành mây vũ tích (Cb), vũ tầng (Ns), trung tầng (As) và ti tích (Cc). Trước frông là khối khí nóng, sau frông là khối khí lạnh. Khi frông tiến lại gần địa điểm quan trắc thì nhiệt độ giảm và áp suất tăng dần, khi chân frông đi qua thì có sự thay đổi đột ngột, frông tiếp tục di chuyển ra xa thì sự thay đổi nhiệt độ và áp suất lại diễn ra từ từ cho đến khi hết ảnh hưởng của frông thì quá trình đó được chấm dứt. Do cường độ hoạt động của frông lạnh khác nhau nên người ta chia nó ra hai loại là frông lạnh loại một và frông lạnh loại hai.

Frông lạnh loại một di chuyển chậm, nên khối khí nóng được nâng lên từ từ, quá trình ngưng kết diễn ra không mãnh liệt và tạo ra hệ thống mây giống ở frông nóng nhưng ngược chiều, riêng phần trước frông có mây vũ tích nên lúc đầu có mưa rào, sau đó mưa đều đặn sau frông, phạm vi mưa hẹp hơn frông nóng nhưng rộng hơn frông lạnh loại hai (H.26).



Hình 26. Mặt cắt thẳng đứng của frông lạnh loại 1

Frông loại hai di chuyển nhanh, khối khí nóng bên trên bị đẩy lên mãnh liệt, nhiệt độ hạ xuống đột ngột, mây vũ tích xuất hiện nhiều và cho mưa rào có dông, có khi mưa đá, phạm vi mưa hẹp ở trước và sau chân frông. Vì phía trên mặt frông, không khí trượt xuống để lấp chỗ trống do không khí bị nâng lên mãnh liệt ở phía trước của frông với tốc độ lớn hơn tốc độ của frông, nhiệt độ của nó được tăng lên, điều kiện ngưng kết bị phá vỡ nên mây không hình thành được trên mặt frông lạnh loại hai (H.27).



Hình 27. Mặt cắt thẳng đứng của frông lạnh loại 2

5.3.4. Frông khí hậu

Vị trí trung bình nhiều năm của các frông chính trong những mùa khác nhau ta gọi là frông khí hậu.

a) Tháng I : Trên bản đồ tháng I, ở bán cầu Bắc thấy có hai frông bắc cực : một ở bắc Đại Tây Dương và Bắc Âu, còn một ở bắc lục địa Bắc Mĩ và trên các quần đảo của khu vực cực bắc thuộc châu Mĩ. Ở các vĩ độ thấp hơn (gần 30 và 50° vĩ bắc) thấy một loại frông cực, phân cách những vùng thống trị ưu thế của khối khí cực (khối khí ở các vĩ độ ôn đới) và không khí nhiệt đới. Frông cực được rải ra trên Đại Tây Dương, Địa Trung Hải, châu Á, Thái Bình Dương (hai frông), nam nước Mĩ. Frông cực cũng như frông bắc cực không làm thành những dải liên tục, mà trên bản đồ còn có những chỗ trống vì ở đấy không khí thường xuyên tiến sâu vào các vĩ tuyến cao hay thấp hơn, làm cho frông bị đứt quãng.

Tương tự với bán cầu Bắc, ở bán cầu Nam thấy có những frông nam cực bao quanh lục địa cực nam và bốn frông cực trên các đại dương ở các vĩ tuyến từ 40 - 50° nam (nam Thái Bình Dương có hai frông).

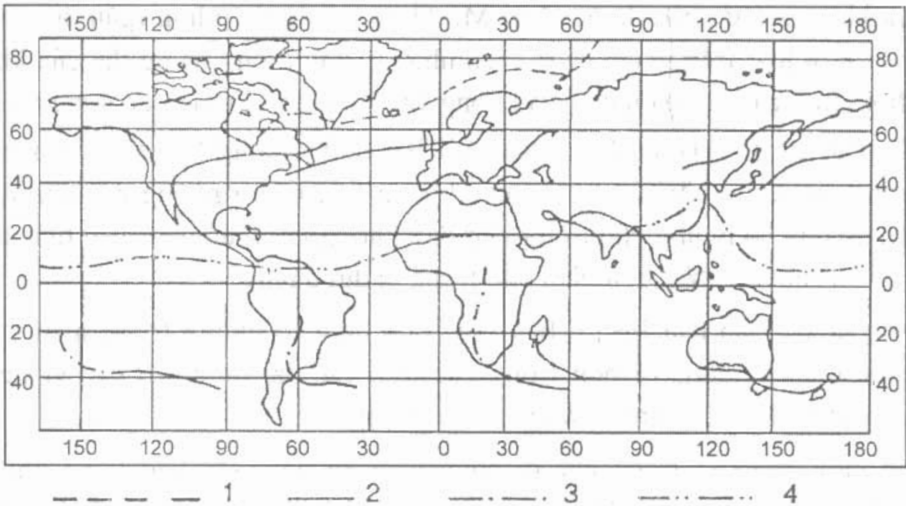
Đoạn cuối của các frông cực di chuyển đi xa, tiến sâu vào vùng nhiệt đới, không phải ngăn cách giữa khối khí cực và khối khí nhiệt đới mà hai bên frông đều là khối khí nhiệt đới có tính chất hơi khác biệt nhau (mát hơn và nóng hơn). Khối khí này thuộc về phần phía đông và phần phía tây của các xoáy nghịch á nhiệt đới khác nhau liền kề nhau, tạo nên frông và được gọi là frông tín phong.

Vùng nội chí tuyến có frông nhiệt đới. Trên bản đồ khí hậu chúng được hợp nhất hoặc gần hợp nhất lại thành một frông chung. Vào tháng I chúng lệch về bán cầu Nam, đặc biệt cùng với dải áp thấp xích đạo đi xa về phía nam trên các lục địa nóng của bán cầu Nam (mùa hạ).

b) Tháng VII : Frông cực bắc và cực nam có vị trí gần với vị trí của frông tháng I. Frông cực nam vào tháng VII (mùa đông) cách xa lục địa cực nam hơn mùa hạ, còn frông cực bắc vào tháng VII (mùa hạ) di chuyển lên các vĩ độ cao hơn. Frông cực ở bán cầu Bắc vào tháng VII chuyển cao lên phía bắc một ít so với tháng I, đặc biệt trên các lục địa nóng, vị trí trung bình của chúng gần vĩ tuyến 50°B. Frông cực ở bán cầu Nam vào tháng VII dịch về phía xích đạo một ít, đi qua các vĩ tuyến 30 - 40° nam. Frông nhiệt đới vào tháng VII chuyển lên bán cầu Bắc, đặc biệt xa lên phía bắc ở Ấn Độ (đến đỉnh Himalaya) và hạ lưu sông Trường Giang. Chúng kết hợp với nhau trên bản đồ trung bình thành một frông chung.

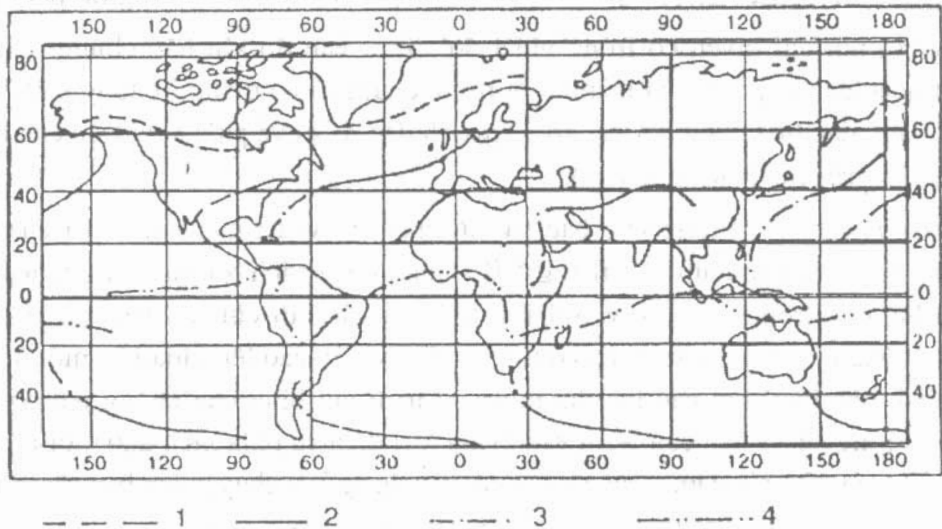
Như vậy từ tháng I đến tháng VII tất cả các frông khí hậu ít hay nhiều đều chuyển dịch lên phía bắc, còn từ tháng VII đến tháng I, ngược lại, đều chuyển xuống phía nam (H.28, H.29).

Tháng bảy



Hình 28. Lược đồ frông khí hậu tháng 7

Tháng giêng



Hình 29. Lược đồ frông khí hậu tháng I

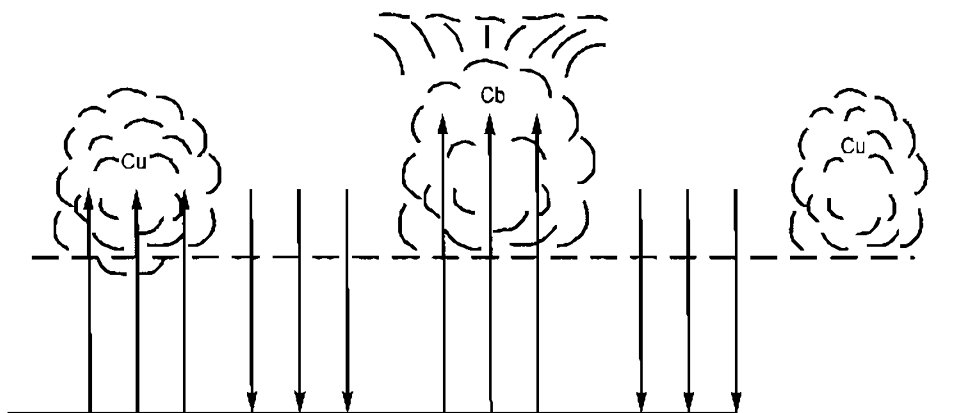
1. Bắc cực ; 2. Cực ; 3. Tín phong ; 4. Nhiệt đới.

5.4. Hoàn lưu khí quyển

Tất cả những luồng không khí di chuyển trên Trái Đất gọi là hoàn lưu của khí quyển. Các luồng không khí chiếm cứ trên một phạm vi rộng lớn trên hành tinh của chúng ta được gọi là hoàn lưu chung như gió đông, gió tín phong, gió tây, gió tây trên cao, gió mùa ; còn những luồng chỉ thể hiện trong phạm vi nhỏ trong những điều kiện địa lí tự nhiên riêng biệt thì gọi là hoàn lưu địa phương như gió bơri, gió fơn, gió núi - thung lũng. Những hoàn lưu địa phương này đôi khi trùng với hoàn lưu chung.

5.4.1. Gió đối lưu nhiệt

Như trên chúng ta đã biết, nếu mặt đất đồng nhất thì không có sự chênh lệch nhiệt theo chiều ngang, và các mặt đẳng áp phân bố ở các độ cao khác nhau đều song song với mặt chuẩn thuỷ, gradien khí áp nằm ngang sẽ bằng không và gió cũng không xuất hiện. Nhưng trong thực tế mặt đất không đồng nhất, thậm chí trong một phạm vi nhỏ tính chất vật lí của mặt đệm ở những vùng khác nhau cũng rất khác nhau, nên khả năng hấp thụ và bức xạ năng lượng nhiệt dung cũng không giống nhau. Kết quả là sự nóng lên và lạnh đi của chúng cũng khác nhau. Trong mỗi địa phương thường có những vùng nóng và lạnh xen kẽ nhau, trên vùng nóng có không khí nóng, vùng lạnh có không khí lạnh thống trị. Như ta đã biết trong khối không khí nóng có bậc thang khí áp lớn, còn trong khối khí lạnh có bậc thang khí áp nhỏ, tức là vùng nóng áp suất giảm chậm theo chiều cao, vùng lạnh sẽ giảm nhanh hơn. Kết quả của sự phân bố nhiệt không đều ở mặt đất sẽ đưa đến sự phân bố lại các bề mặt đẳng áp. Ở vùng nóng, dưới thấp mặt đẳng áp lõm xuống, trên cao lồi lên còn ở vùng lạnh thì ngược lại, như vậy là gradien khí áp nằm ngang xuất hiện ở trên cao và dưới thấp ngược hướng nhau, và gió theo chiều ngang cũng được xuất hiện tuân theo quy luật phân bố áp suất theo chiều ngang và lôi kéo sự chuyển động của không khí theo chiều thẳng đứng phát triển. Ở vùng nóng không khí chuyển động đi lên, vùng lạnh chuyển động đi xuống với tốc độ khoảng 10 m/s có khi tới 20 m/s. Quá trình này gọi là hoàn lưu nhiệt của khí quyển sinh ra gió đối lưu nhiệt, thường xảy ra trong một khối khí địa phương về mùa nóng trên các lục địa, vào nửa ngày buổi chiều ; mây tích, vũ tích được hình thành ở các vùng nóng, thường có mưa dông và gọi là mưa đối lưu (H. 30). Hiện tượng này sẽ bị tiêu tan sau những cơn mưa dông dữ dội, hoặc những trận gió mạnh làm cho sự chênh lệch nhiệt ở mặt đất mất đi, gió dừng lại.



ình 30. Sự xuất hiện mây đối lưu

5.4.2. Gió bơri

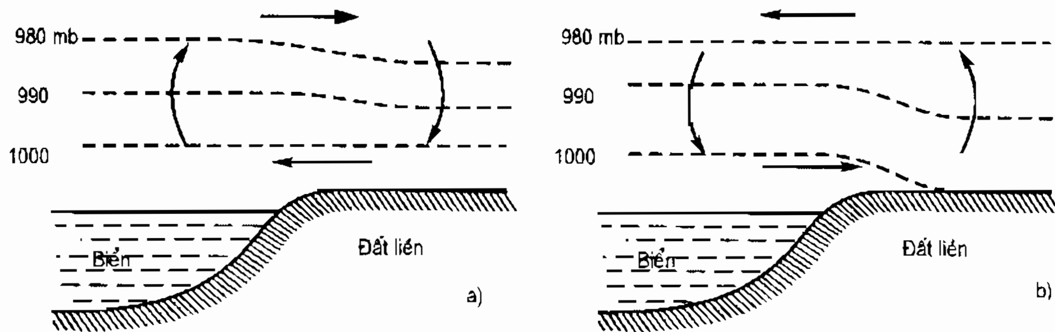
Bơri là loại gió có chu kì một ngày đêm, thường thấy ở các miền bờ biển, bờ các hồ lớn, có khi cả trên bờ các sông lớn. Ban ngày gió thổi từ trên mặt nước vào mặt đất, ban đêm ngược lại, gió thổi từ mặt đất lên trên mặt nước. Loại gió này xảy ra trên các bờ biển, người ta gọi là gió biển ; gió đất. Ban ngày, gió thổi từ biển vào bờ tràn lên đất liền gọi là gió biển, còn ban đêm, từ đất liền ra biển gọi là gió đất. Gió thường đổi hướng vào thời gian gần trưa (khoảng 10 giờ) và gần nửa đêm (22 giờ). Bề dày của gió đất - biển khoảng vài trăm mét, ở phía trên thì không khí di chuyển theo hướng ngược lại (phản bơri) tạo thành với bơri một vòng tuần hoàn khép kín. Bơri tràn sâu vào lục địa không quá 10 km và thường phát triển mạnh vào mùa hạ, mạnh nhất vào những thời gian có thời tiết quang mây.

Nguyên nhân hình thành gió bơri chính là do sự khác nhau về tính chất vật lí giữa đất và nước, dẫn tới sự chênh lệch nhiệt độ và áp suất của không khí trên mặt đất và mặt nước.

Gió Bơri xuất hiện trên bờ biển gọi là gió đất - biển. Ban ngày mặt đất nóng hơn mặt nước nên có đối lưu phát triển, trên mặt đất không khí chuyển động đi lên, áp suất hạ xuống, trong khi đó trên mặt biển lạnh hơn, áp suất cao, không khí tràn vào bờ theo hướng của gradien khí áp để bù đắp cho không khí đã được nâng lên tạo thành gió biển, còn trên cao quá trình ngược lại, không khí từ bờ chuyển ra biển rồi lại chuyển động đi xuống tạo thành vòng tuần hoàn kín (H. 31).

Ban đêm hiện tượng ngược với ban ngày, nước có nhiệt dung lớn và bức xạ kém so với mặt đất nên nhiệt độ của nước hạ xuống chậm hơn đất, do đó nước nóng

hơn, không khí bốc lên cao, áp suất hạ xuống, không khí trên mặt đất tràn ra biển thành gió đất, trên cao gió từ biển thổi vào và chuyển động đi xuống tạo thành vòng tuần hoàn kín (H. 31).

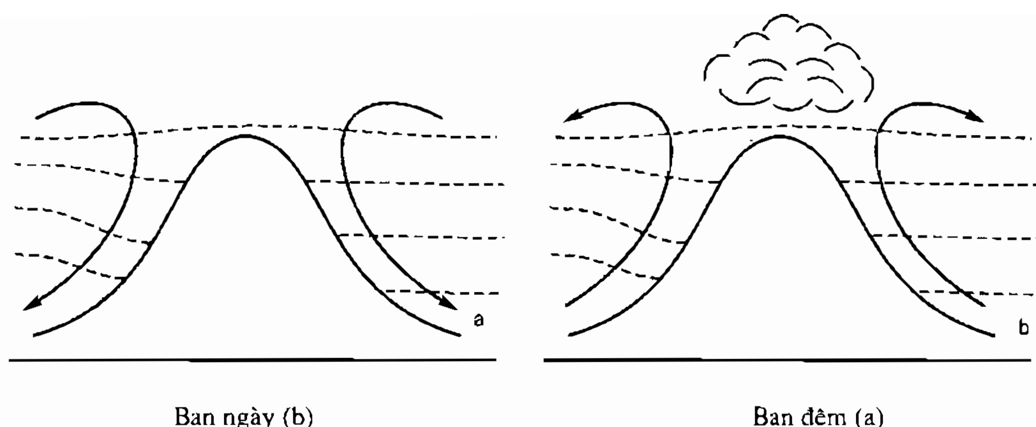


Hình 31. Gió đất (a), gió biển (b)

5.4.3. Gió núi - thung lũng

Trong các hệ thống núi thường thấy có gió thay đổi hướng theo chu kì một ngày đêm giống như gió bơri, loại gió đó gọi là gió núi - thung lũng. Ban ngày gió thổi từ trung tâm thung lũng theo sườn núi đi lên. Ban đêm gió thổi theo sườn núi đi xuống, dọc thung lũng tràn về đồng bằng, chiều dày của gió này có thể tới vài kilômet, tốc độ gió mạnh có khi đạt tới 10 cm/s và lớn hơn (H. 32).

Nguyên nhân sinh ra gió này chính là do sự chênh lệch nhiệt độ ở cùng độ cao của không khí ở sườn núi và trên thung lũng. Ban ngày sinh ra gradien khí áp nằm ngang hướng từ thung lũng đến sườn núi, không khí trên sườn núi nóng hơn nên bốc lên cao, không khí ở thung lũng lạnh, theo hướng gradien khí áp nằm ngang tràn lên sườn núi và đi lên gọi là gió thung lũng (H. 31b). Ban đêm sườn núi bức xạ mạnh hơn nên bị lạnh đi nhiều, hiện tượng xảy ra ngược lại với quá trình diễn ra ban ngày, gió trên đỉnh núi tràn xuống gọi là gió núi (H. 31a). Gió thung lũng thường oi bức (nóng ẩm), gió núi mát dịu hơn. Cần phân biệt gió núi - thung lũng với loại gió núi chỉ thổi một chiều từ trên núi xuống suốt cả ngày đêm, đây là loại gió lạnh thổi từ trên các đỉnh núi có băng bao phủ, thường gọi là gió băng, ban đêm thổi mạnh hơn vì cùng hợp lực với gió núi, còn ban ngày yếu hơn vì bị gió thung lũng cản trở, trong trường hợp này ban ngày thường xuất hiện sương mù ở vùng giao nhau của hai luồng không khí.



Hình 32. Gió núi (a), gió thung lũng (b)

5.4.4. Gió Fơn

Những đợt gió khô nóng thổi từ trên núi xuống gọi là gió fơn. Trong các đợt gió fơn mạnh, nhiệt độ có khi lên rất cao, độ ẩm tương đối giảm mạnh, có khi đạt đến giá trị rất thấp. Thời gian của những đợt gió fơn có thể từ vài giờ đến vài ba ngày.

Gió fơn thấy ở nhiều nơi trên thế giới như ở tây Capcadơ, ở Trung Á, tây Gơrenlan, châu Mĩ và trong nhiều hệ thống núi khác. Ở Việt Nam có gió tây khô nóng (gió Lào). Ở Campuchia có đợt khô ngắn vào mùa mưa (gió Caravanh khô nóng)... là một hình thức gió fơn.

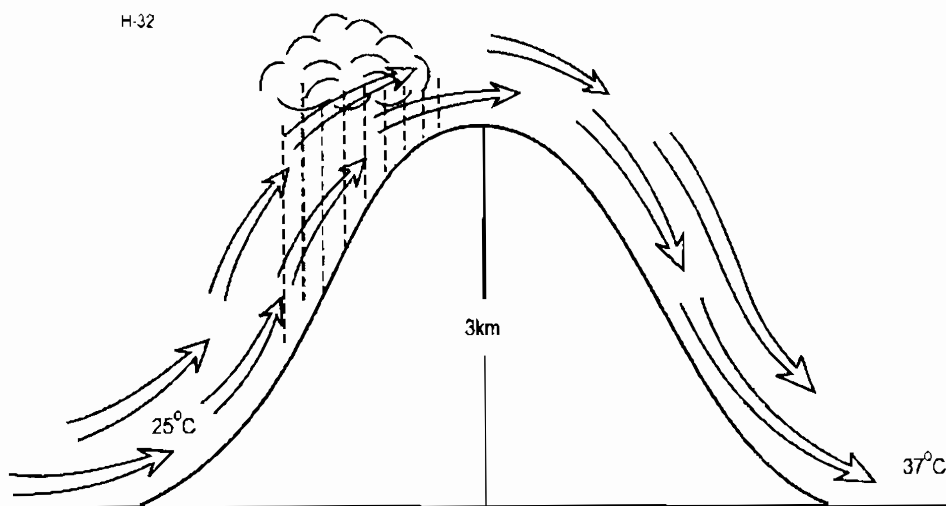
Gió fơn có thể xuất hiện ở hệ thống núi dài, cao bất kì nơi nào, khi hai bên dãy núi có sự chênh lệch lớn về áp suất, các dòng không khí phải vượt qua sống núi di chuyển từ nơi áp cao đến nơi áp thấp ; khi đến sườn đón gió chúng không thể rẽ ngang được, bắt buộc phải vượt qua sống núi. Ở sườn đón gió, không khí chuyển động đi lên, nhiệt độ hạ xuống theo đoạn nhiệt ẩm (0,6°C/100m), không khí bị lạnh đi, nhiệt độ xuống dưới điểm sương, sự ngưng kết hơi nước được diễn ra, mây hình thành và mưa rơi xuống từ các đám mây bên sườn đón gió. Khi các dòng không khí vượt qua sống núi sang sườn khuất gió, hơi nước đã giảm nhiều, bắt đầu chuyển động đi xuống và nhiệt độ tăng lên theo đoạn nhiệt khô (1°C/100m) nên độ ẩm tương đối hạ xuống. Vì vậy mà ở sườn phía sau có gió nóng và khô, đó chính là gió fơn (H. 33).

Ví dụ : dãy núi có độ cao tương đối là 3000m, nhiệt độ không khí ở chân núi khi bắt đầu chuyển động đi lên 25°C, gradien nhiệt độ thẳng đứng trung bình

0,6°C/100m, khi lên đỉnh núi nhiệt độ không khí sẽ là 25°C – (0,6°C × 3000/100) = 7°C hơi nước ngưng kết tạo mây cho mưa ở sườn đón gió. Sang sườn khuất gió, khi chuyển động đi xuống tới chân núi, nhiệt độ sẽ tăng lên theo đoạn nhiệt khô (1°C/100m). Vậy khi không khí ở chân núi sườn khuất gió bên kia nhiệt độ sẽ là : 7°C + (1°C × 3000/100) = 37°C.

Có trường hợp gió fơn xảy ra ở cả hai bên sườn núi, nghĩa là cả hai bên đều có gió từ núi đi xuống khô và nóng, trường hợp này chỉ xảy ra khi có xoáy nghịch thống trị bên trên như ở Capcadơ, Subơ, vv...

Vì đặc điểm của gió fơn như vậy nên ở những vùng có gió fơn hoạt động thường bị khô hạn, cường độ bốc hơi khả năng rất lớn.



Hình 33. Gió fơn

5.4.5. Gió mùa

Gió mùa là dòng không khí cố định theo mùa, hướng gió thịnh hành thay đổi mạnh từ mùa đông sang mùa hạ và từ mùa hạ đến mùa đông. Hướng gió thịnh hành của mùa này ngược với hướng của mùa kia, nghĩa là ở mỗi khu vực gió mùa, gió mùa đông và gió mùa hạ sẽ có hướng thịnh hành gần đối lập nhau, rất ít có hướng thịnh hành khác. Tất nhiên ngoài hướng gió thịnh hành trong mỗi mùa còn xen kẽ những hướng gió khác : gió mùa đứt quãng (ngưng trệ). Trong những mùa chuyển tiếp (xuân và thu) khi đang diễn ra sự thay đổi của gió mùa thì sự bền vững của gió mùa bị phá vỡ.

Khả năng bền vững của gió mùa liên quan với sự phân bố bền vững của áp suất khí quyển trong mỗi mùa, còn sự thay đổi theo mùa liên quan với sự thay đổi nguồn gốc áp suất từ mùa này tới mùa kia. Hướng gió thay đổi phù hợp với hướng của gradien khí áp trong từng mùa.

Trong điều kiện gió mùa cũng như trong gió tín phong, sự phân bố bền vững không có nghĩa là trong suốt cả mùa chỉ có một xoáy nghịch hay một xoáy thuận cố định ở một vùng. Ví dụ mùa đông ở Đông Á có hàng loạt xoáy nghịch và xoáy thuận thay thế nhau liên tục, nhưng trong đó xoáy nghịch tồn tại tương đối lâu, số ngày hoạt động của xoáy nghịch vượt xa nhiều lần số ngày tồn tại của xoáy thuận, nên kết quả xoáy nghịch được biểu hiện trên bản đồ khí hậu, và gió hướng bắc chính là gió ở phần phía đông của xoáy nghịch chiếm ưu thế hơn các hướng gió khác ; đây chính là chế độ gió mùa mùa đông ở Đông Á. Trong những vùng khác của Trái Đất những xoáy thuận và xoáy nghịch nhanh chóng thay thế nhau đều đặn, loại này không có ưu thế hơn loại kia, chế độ gió được thay đổi không giống chế độ gió mùa, tình hình như thế phần lớn thấy ở châu Âu.

Vậy gió mùa có liên quan với hoạt động của xoáy và tất cả các dòng khí khác trên Trái Đất. Gió mùa được thể hiện ở các vùng, mà ở đấy có xoáy thuận và xoáy nghịch khá bền vững và có ưu thế trong từng mùa.

Đặc biệt, gió mùa bền vững được thể hiện mạnh ở các vĩ độ nhiệt đới nên người ta gọi chúng là gió mùa nhiệt đới. Ở Thái Bình Dương và Đại Tây Dương gió mùa kém phát triển (ngoài phần phía tây Thái Bình Dương gần lục địa châu Á và Inđônêxia). Trong vùng nhiệt đới của các đại dương này, gió tín phong chiếm ưu thế với hướng đông thịnh hành cả năm. Ở vùng Ấn Độ Dương hoàn lưu gió mùa nội chí tuyến thấy trên một không gian rộng lớn, trên toàn bộ phần phía bắc Ấn Độ Dương, Ấn Độ, Đông Dương, nam Trung Quốc, trên quần đảo Inđônêxia, trên các vĩ tuyến thấp của nam Ấn Độ Dương đến tận Mađagaxca, bắc Ôxtrâylia và cả trên diện tích rộng lớn của châu Phi xích đạo (đặc biệt ở phần phía đông của nó).

Điều kiện phát triển mạnh của gió mùa trong khu vực này có liên quan đến tính độc đáo về điều kiện địa lí tự nhiên của nó, đó chính là sự hiện diện của Ấn Độ Dương, của lục địa châu Á bao la ở phía bắc, gắn liền với lục địa châu Phi nằm trên cả hai bán cầu.

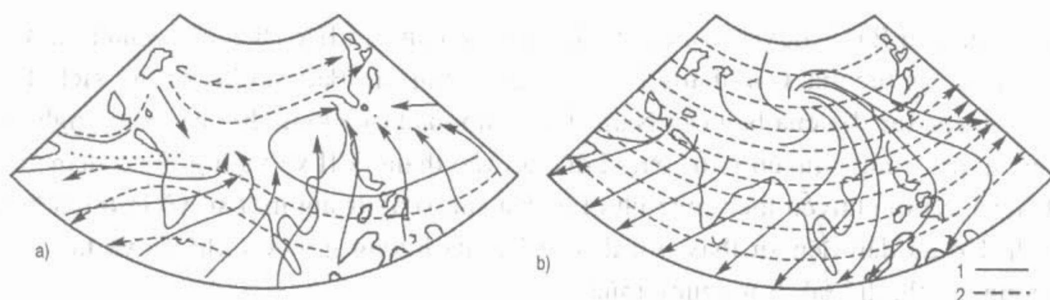
Điều kiện trực tiếp của chế độ gió mùa nhiệt đới là sự thay đổi vị trí theo mùa của xoáy nghịch á nhiệt đới và áp thấp xích đạo. Áp thấp xích đạo tháng VII (mùa

hè ở bán cầu Bắc) chuyển lên các vĩ độ cao của bán cầu Bắc (bán cầu mùa hè), đặc biệt trên các lục địa. Còn tháng I (mùa đông ở bán cầu Bắc) nó lùi xuống xích đạo và trên các lục địa của bán cầu Nam (bán cầu mùa hè). Đồng thời các xoáy nghịch á nhiệt đới cũng chuyển vị trí lên vĩ độ cao vào tháng VII và xuống vĩ độ thấp vào tháng I. Sự di chuyển theo mùa như thế của các xoáy trong một số vùng ở hai bên xích đạo đã dẫn đến sự thay đổi theo mùa của hướng gradien khí áp và tạo nên hướng gió thịnh hình trong từng mùa.

Mùa đông, gió mùa nhiệt đới cùng với tín phong hướng về xích đạo theo ngoại vi phía đông của xoáy nghịch trên bán cầu. Hướng gió mùa nhiệt đới mùa hạ ngược với tín phong, nhìn chung không phải hướng đông mà là hướng tây, hướng đến xích đạo theo ngoại vi phía tây áp thấp hiện có ở bán cầu.

Sự thay thế của gió mùa nhiệt đới nói chung là sự thay thế gió đông thịnh hành bằng gió tây thịnh hành và ngược lại. Như vậy nguyên nhân căn bản tạo thành gió mùa nhiệt đới là sự nóng lạnh khác nhau của hai bán cầu theo thời gian trong năm. Trên lục địa Phi, sự phân bố áp suất thay đổi rất mạnh từ tháng I đến tháng VII. Ở hoang mạc Xahara mùa hạ áp suất thấp thống trị, mùa đông là nhánh xoáy nghịch Axoras, còn ở Nam Phi mùa đông (tháng VII) cũng là xoáy nghịch, mùa hạ (tháng I) là dải áp thấp. Sự thay đổi khí áp này dẫn đến hướng của gradien khí áp ở châu Phi nhiệt đới thay đổi mạnh theo mùa trong một vùng rộng lớn và đây là nguyên nhân sinh ra gió mùa nhiệt đới.

Gió mùa nhiệt đới đặc biệt mạnh ở Ấn Độ Dương (H. 34). Có thể giải thích bằng sự thay đổi theo mùa rất mạnh của nhiệt độ. Lục địa châu Á rộng lớn, trải từ xích đạo lên phía bắc, mùa hạ rất nóng, mùa đông giá lạnh, trong mối quan hệ này dẫn tới sự thay đổi theo mùa của khí áp, mùa hạ áp thấp, mùa đông áp cao ở Nam Á và gió mùa ở đây phát triển mạnh lan rộng cách xa xích đạo : mùa hạ, về phía bắc đến tận Himalaya và hạ lưu sông Trường Giang. Ở bán cầu Nam, gió mùa Ấn Độ Dương phân bố hẹp hơn ; chỉ thấy ở bắc Ôxtrâylia do sự thay đổi theo mùa của nhiệt độ trên lục địa này làm ảnh hưởng lớn đến sự phân bố khí áp và ở vùng tây Ấn Độ Dương, gió mùa bao trùm ở bắc Mađagaxka. Gió mùa nhiệt đới mùa đông ở vùng bắc Ấn Độ Dương là gió mùa đông bắc còn gió mùa mùa hạ là gió tây nam. Ở phía đông Trung Quốc các đường đẳng áp mùa đông và mùa hạ gần trùng với hướng kinh tuyến vì thế ở đây gió mùa mùa đông có hướng bắc hay tây bắc, còn mùa hạ có hướng nam hay đông nam phù hợp với trường khí áp trong khu vực này.



Hình 34. Gió mùa ở châu Á : Gió mùa mùa hạ (a); gió mùa mùa đông (b) ; ở mặt đất (1) ; ở độ cao gần 7 km (2)

Ưu thế di chuyển của không khí mùa đông từ lục địa ra đại dương và mùa hạ từ đại dương vào lục địa dẫn đến những đặc điểm quan trọng về thời tiết và khí hậu của gió mùa nhiệt đới : Mùa mưa trùng với gió mùa mùa hạ, còn mùa khô thể hiện rõ vào thời kì gió mùa mùa đông. Mưa mùa hạ có liên quan với hoạt động của frông, nó xuất hiện giữa các nhánh của luồng gió mùa ; lượng mưa lớn còn do sự nâng lên của không khí ẩm theo sườn núi và một phần do đối lưu.

5.4.6. Gió tây, gió đông

Chế độ nhiệt của mặt đất cùng với động lực của không khí ở phần dưới của tầng đối lưu đã tạo nên các vòng đai khí áp cao, thấp xen kẽ nhau đó là đai áp thấp nhiệt lực ở xích đạo, đai áp cao động lực ở 30 - 35° vĩ tuyến bắc và nam, đai áp thấp động lực ở 60 - 65° vĩ tuyến bắc và nam, đai áp cao nhiệt lực ở Bắc cực và Nam cực. Gradien khí áp nằm ngang xuất hiện làm không khí chuyển động từ nơi áp cao đến nơi áp thấp (theo hướng kinh tuyến) bị lệch hướng về bên phải ở bán cầu Bắc, về bên trái ở bán cầu Nam hình thành gió tây ôn đới ở bán cầu Bắc có hướng tây - nam, ở bán cầu Nam có hướng tây - bắc. Gió đông nhiệt đới ở bán cầu Bắc có hướng đông - bắc, ở bán cầu Nam có hướng đông - nam và gió đông cực đới ở cực Bắc có hướng đông - bắc, ở cực Nam có hướng đông - nam.

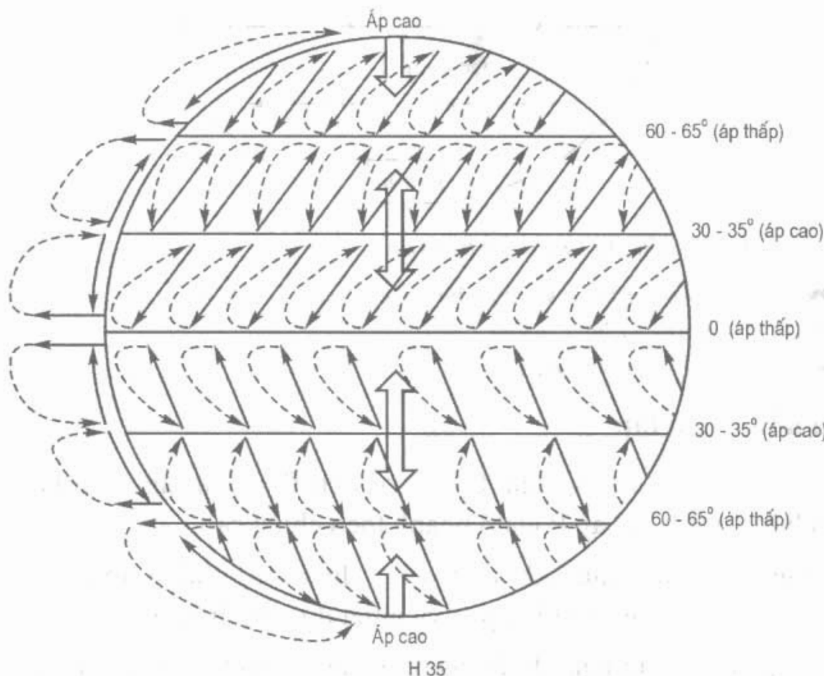
5.4.7. Gió tín phong (mậu dịch)

Gió đông nhiệt đới có hướng gió cố định thịnh hành quanh năm. Đây là loại giao thông vận tải đường thuỷ của người xưa khi dùng thuyền buồm nên được gọi là gió mậu dịch hay tín phong. Tín phong bán cầu Bắc và bán cầu Nam hội tụ lại khu vực xích đạo thành dải hội tụ tín phong. Dải hội tụ tín phong thường xuất hiện ở bán cầu mùa hè nên khi gió tín phong ở bán cầu mùa đông vượt xích đạo đến bán cầu mùa hè phải đổi hướng. Khi bán cầu Bắc là mùa hè thì tín phong đông

nam ở bán cầu Nam vượt qua xích đạo đổi hướng thành tây nam. Khi bán cầu Nam là mùa hè thì tín phong đông bắc ở bán cầu Bắc vượt qua xích đạo đổi hướng thành tây bắc. Trên khu vực tín phong có lớp nghịch nhiệt dày khoảng 300 - 400m ở độ cao khoảng hơn 1000m, có ảnh hưởng rất lớn đến khí hậu á nhiệt đới.

Gió tín phong hội tụ lại xích đạo kết hợp với động năng của vùng áp thấp ở đây đẩy không khí lên cao, đến độ cao 2 - 4 km toả ra hai phía đi về các vĩ độ cao có hướng ngược với hướng gió tín phong gọi là gió phản tín phong ở bán cầu Bắc có hướng tây nam, ở bán cầu Nam có hướng tây bắc và chuyển động đi xuống ở 30 - 35° độ vĩ tuyến bắc và nam. Đó là nguyên nhân hình thành đai áp cao động lực ở đây và thực hiện được vòng tuần hoàn vật chất và năng lượng trong khu vực nhiệt đới (H.34).

Vòng tuần hoàn vật chất và năng lượng giữa khu vực gió tây ôn đới và cực đới ở hai bán cầu cũng xuất hiện do dải hội tụ giữa gió tây ôn đới với gió đông cực đới kết hợp với động năng của vùng áp thấp động lực ôn đới đẩy không khí đi lên, đến độ cao 2 - 3 km toả ra hai phía rồi đi xuống tăng cường cho đai áp cao động lực ở 30 - 35° vĩ bắc và nam và đai áp cao nhiệt lực ở cực bắc và nam (H. 35).



Hình 35. Các đai khí áp và các đới gió trên mặt đất

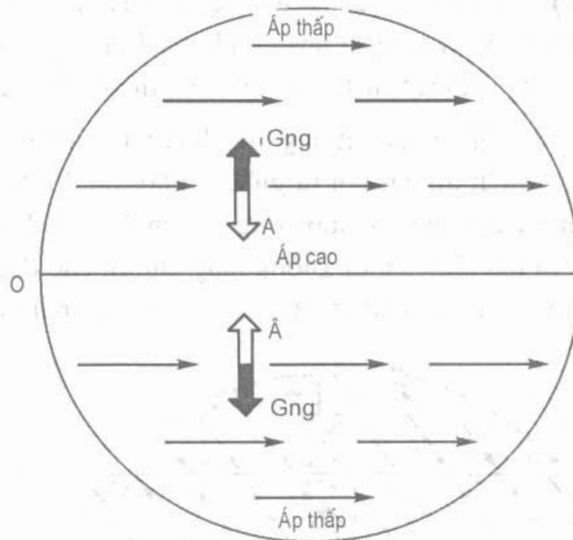
hướng gradien khí áp nằm ngang

hướng gió dưới thấp

hướng gió trên cao

5.4.8. Gió tây trên cao

Ta đã biết bậc thang khí áp lớn ở xích đạo vì ở đây có nhiệt độ cao, khí áp thấp ; nhỏ ở hai cực vì ở đây có nhiệt độ thấp, khí áp cao, vì vậy khí áp theo chiều cao giảm chậm ở xích đạo, giảm nhanh ở hai cực nên đến độ cao khoảng 11 - 12 km sẽ có mặt đẳng áp trùng với mặt chuẩn thuỷ, nghĩa là ở đây gradien khí áp nằm ngang bằng không (Gng = 0), bên trên độ cao này thì Gng đổi hướng từ xích đạo về hai cực, cùng với lực Côriôlit tạo nên gió hướng tây, ta gọi là gió tây trên cao (H.36).



Hình 36. Khí áp và gió tây trên cao

Gng : hướng gradien khí áp nằm ngang
A : hướng của lực Coriôlit
: hướng gió tây trên cao.

5.5. Câu hỏi và bài tập

1. Định nghĩa khí áp P = Q_k mà $Q_k = g\rho z$ nên P =.... trong đó g là...., ρ là...., z là.... Hãy chứng minh khí áp P giảm nhanh theo chiều cao.

2. Công thức tính bậc thang khí áp h =.... , theo công thức h lớn ở vùng có khí áp.... và nhiệt độ.... , ở vùng có khí áp.... và nhiệt độ... thì h nhỏ.

3. Tính và nhận xét gradien khí áp nằm ngang (Gng) trên kinh tuyến 30° tây từ vĩ tuyến 40 - 60° bắc và nam theo hình 15, 16 bản đồ khí áp tháng I và tháng VII.

Đáp số : {Tháng I : Gng(40-60°)B.... mb/1VT ; Gng(40-60°)N... mb/1VT

{Tháng VII : Gng(40-60°)B.... mb/1VT ; Gng(40-60°)N... mb/1VT

4. Gió là sự chuyển động tương đối của.... so với.... , gió được đặc trưng bởi.... tính bằng.... hay.... và.... gồm có.... hướng chính là.... và.... hướng phụ là....

5. Lực gây ra gió là lực.... gradien..... (Gng) được biểu thị bằng công thức Gng =.... Công thức cho biết ở vùng có Gng lớn thì có tốc độ gió.... ngược lại ở vùng có Gng nhỏ có tốc độ gió....

6. Kể tên và viết công thức của các lực ảnh hưởng đến gió.

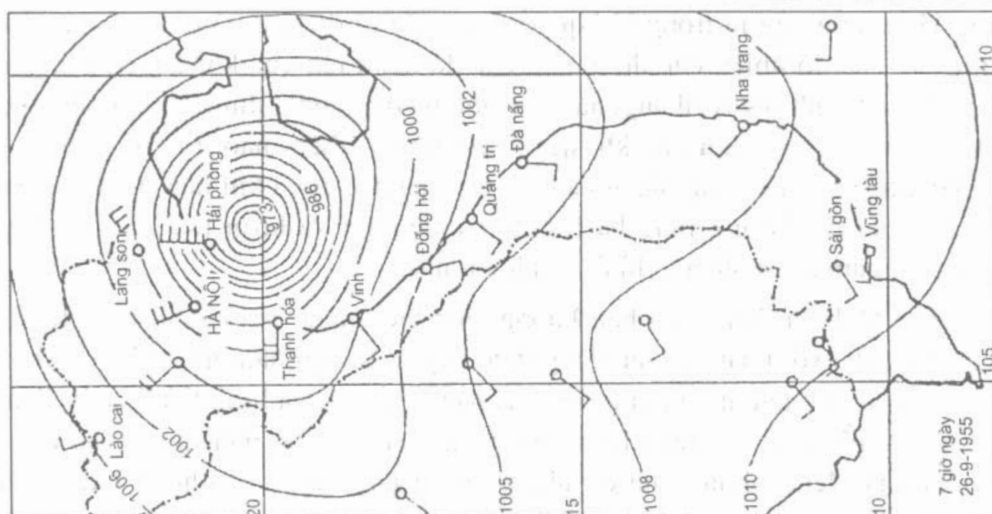
7. Xoáy thuận là vùng áp.... có các đường.... khép kín, gió thổi từ ngoài vào trong theo đường xoắn trôn ốc từ dưới lên trên ngược chiều kim đồng hồ ở.... theo chiều kim đồng hồ ở..... Trong khu vực xoáy thuận hoạt động có khí hậu....

8. Xoáy nghịch là vùng áp.... có các đường.... khép kín, gió thổi từ.... xuống .... Từ.... ra.... theo đường xoắn trôn ốc, ở.... theo chiều.... ở.... theo chiều.... Trong khu vực xoáy nghịch hoạt động có khí hậu.... ở phía đông xoáy nghịch có nhiệt độ.... hơn phía tây.

9. Sự khác nhau giữa frông nóng và frông lạnh, vẽ mô hình các loại frông đó. Mô tả sự thay đổi thời tiết khi chân frông nào đó đang lại gần, đến, đi qua địa điểm quan sát.

10. Xác định tốc độ ($V\ ^{m}/_{s}$) và hướng gió (H) tại các điểm trên hình 37. Biết ở Lào Cai V = 5 m/s hướng BTB, ở Thanh Hoá V = 15 m/s hướng Tây. Nhận xét sự thay đổi V và H trong cơn bão.

Hải Phòng		Thanh Hoá		Hà Nội		Lạng Sơn		Vinh		Quảng Trị		Đà Nẵng	
V	H	V	H	V	H	V	H	V	H	V	H	V	H



Hình 37. Khí áp và gió trong cơn bão

11. Nguyên nhân, quá trình hình thành mưa đối lưu. Ở quê hương bạn có loại mưa này không ? vào thời gian nào ?

12. Kể tên các loại gió đổi hướng theo chu kì ngày đêm. Ở quê hương bạn có loại gió này không ? cho biết nguyên nhân hình thành và cơ chế hoạt động của nó.

13. Kể tên các loại gió thổi từ trên núi xuống. Hãy cho biết nguyên nhân hình thành và cơ chế hoạt động của một loại gió này khi xuất hiện ở địa phương mình.

14. Gió đất - biển và gió mùa có gì giống nhau, khác nhau.

15. Vẽ mô hình thể hiện các đai khí áp và các đới gió trên mặt đất.

16. Vẽ các hướng gió tín phong và dải hội tụ của chúng vào ngày 22/XII, 21/III và 22/VI.

17. Trọng lượng cột không khí có tiết diện $1cm^2$, chiều cao z km : $Q_k = \rho gz$ đúng hay sai, tại sao ?

18. Một ngày hè nắng nóng, hai bạn A và B đi chơi biển, từ một xã miền đồi núi trọc tới biển khoảng 25km chỉ có một xe đạp. A nói sáng đi chiều về, B nói chiều đi sáng về. Nếu bạn đi thì nên nghe ai, tại sao ?

§6. KHÍ HẬU

6.1. Các nhân tố hình thành khí hậu

Trong các phần trên chúng ta đã làm quen với các quá trình diễn biến của các yếu tố khí tượng xảy ra trong khí quyển, các yếu tố đó bao gồm tất cả các thành phần trong chế độ nhiệt, chế độ ẩm và chế độ hoàn lưu của khí quyển trong một thời gian nhất định (ngày, tháng, năm) ở một địa điểm nhất định. Chính những chế độ nhiệt, ẩm và hoàn lưu của khí quyển ở một địa điểm nào đó có quan hệ tác động lẫn nhau xảy ra trong nhiều năm đã tạo nên đặc điểm khí hậu ở địa điểm ấy. Vậy chúng ta có thể nói rằng ba chế độ : nhiệt, ẩm và hoàn lưu của khí quyển trong nhiều năm là ba nhân tố hình thành khí hậu.

Ba nhân tố hình thành khí hậu không tách biệt nhau, mà chúng luôn luôn có liên hệ chặt chẽ với nhau, có tác động thúc đẩy hoặc kìm hãm nhau. Ví dụ chế độ nhiệt và ẩm ở mặt đất ảnh hưởng đến quá trình bốc hơi và hình thành mây là một trong những nhân tố của tuần hoàn ẩm, tuần hoàn ẩm lại phụ thuộc vào chế độ nhiệt của mặt đệm, nhưng chế độ nhiệt ẩm lại phụ thuộc vào hoàn lưu của khí quyển (đối lưu, bình lưu nhiệt ẩm). Như vậy rõ ràng là ba nhân tố hình thành khí hậu có quan hệ nhân quả với nhau.

6.2. Các nhân tố địa lí ảnh hưởng đến khí hậu

Khí hậu trên Trái Đất, bất kì ở đâu và trong khoảng thời gian nào cũng đều được tạo thành bởi ba nhân tố nhiệt, ẩm, hoàn lưu nhưng thực tế khí hậu giữa các nơi lại rất khác nhau, thậm chí giữa những khu vực cùng chung vĩ độ địa lí, hoặc cách nhau không xa, chỉ một sống núi của dãy núi cao, dài, hoặc giữa chân núi và đỉnh núi. Khí hậu cũng rất khác nhau giữa những vùng có thực vật bao phủ và những vùng đất trống, giữa những bề mặt lạnh và nóng, giữa mặt đất liền và mặt đại dương. Sự khác nhau đó được tạo ra bởi các nhân tố địa lí như : vĩ độ địa lí, mặt đệm (địa hình bề mặt đất, lục địa, đại dương, dòng biển nóng hay lạnh, lớp phủ thực vật, vv...). Đặc điểm của các nhân tố địa lí này ảnh hưởng rất lớn đến trị số của các yếu tố trong ba nhân tố nhiệt, ẩm và hoàn lưu của khí quyển.

Vậy khi xét đặc điểm khí hậu ở một khu vực nào đó trên Trái Đất, việc đầu tiên là phải xem xét về đặc điểm địa lí tự nhiên khu vực ấy, từ đó mới có thể tìm được chính xác nguyên nhân hình thành khí hậu, mới có thể dự báo đúng và khai thác tài nguyên khí hậu đó một cách hợp lí.

6.3. Phân loại và phân đới khí hậu

Quá trình hình thành khí hậu trên Trái Đất, trong những điều kiện địa lí khác nhau đã tạo nên những đặc điểm khí hậu khác nhau. Khí hậu trên địa cầu rất khác nhau và rất phức tạp, rất ít khi khí hậu ở hai nơi hoàn toàn giống nhau. Tuy vậy, nhiều nơi cũng có những nét tương tự, gần giống nhau, nên người ta có thể dựa vào đó để quy chúng về cùng một loại khí hậu. Phân loại khí hậu, đồng thời cũng nhằm xác định luôn phạm vi thống trị của từng loại khí hậu trên mặt đất. Như vậy có nghĩa là khi phân loại khí hậu, đồng thời cũng là phân đới khí hậu luôn.

Về vấn đề phân loại khí hậu, đã có nhiều tác giả dựa trên những quan điểm khác nhau để tiến hành, tuy nhiên đây là một vấn đề khá phức tạp, mặc dù các phương pháp ngày càng được hoàn thiện hơn nhưng vẫn còn phải tiếp tục nghiên cứu. Dưới đây là cách phân loại khí hậu theo quan điểm riêng của một số tác giả, những kết quả nghiên cứu của họ có ý nghĩa khoa học và thực tiễn nhất định.

6.3.1. Phân loại khí hậu của Côpen :

Nhà khí hậu học Côpen (Đức) đã dựa vào nhiệt độ, lượng mưa trung bình tháng và năm đã đo được ở các đài trạm trên địa cầu để phân loại khí hậu và ông đã phân khí hậu toàn thế giới thành năm loại, thống trị trên năm đới là : nhiệt đới, á nhiệt đới, ôn đới, hàn đới và cực đới. Chỉ tiêu phân loại của các đới như sau :

Nhiệt đới ẩm (A) : nhiệt độ tháng lạnh nhất không thấp hơn 18°C. Lượng mưa năm không ít hơn 750 mm.

Nhiệt đới khô (B) : là đới khô nóng. Nhiệt độ trung bình tháng nóng nhất lớn hơn 20°C. Lượng mưa trung bình năm tính bằng cm không quá 2 (T+7), những năm mưa nhiều nhất : mùa hạ không quá 2 (T+14), mùa đông không vượt quá 2T (T là nhiệt độ trung bình năm).

Ôn đới (C) : nhiệt độ tháng lạnh thấp hơn 18°C nhưng cao hơn -3°C. Lượng mưa năm khi lớn nhất : mùa hạ lớn hơn 2 (T+14), mùa đông nhỏ hơn 2T.

Hàn đới (D) : nhiệt độ trung bình tháng ấm nhất cao hơn 10°C, tháng lạnh nhất nhỏ hơn -3°C, mùa đông tuyết phủ liên tục.

Cực đới (E) : là đới băng tuyết, nhiệt độ của tháng ấm nhất cũng thấp hơn 10°C.

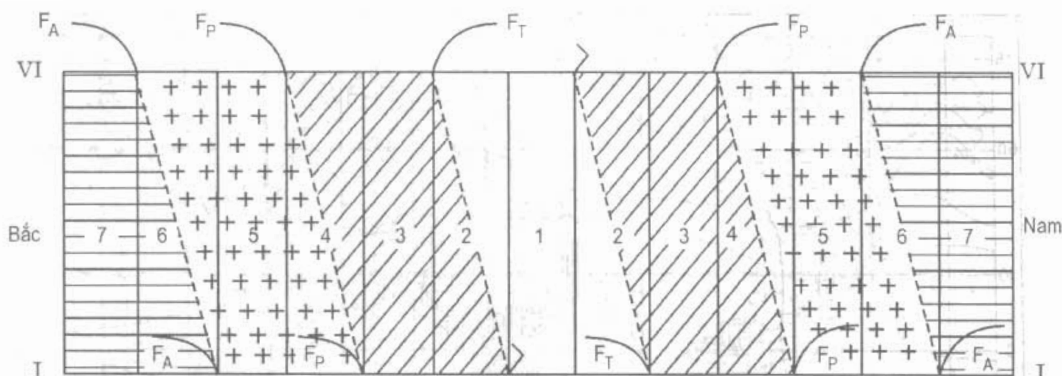
Trong các đới A, C, D rừng phát triển mạnh, còn đới B thì đồng cỏ và hoang mạc chiếm ưu thế. Trong mỗi đới A, B, C, D tác giả lại căn cứ vào biến trình năm (như ẩm cả năm, khô mùa hạ, khô mùa đông) để phân chia các kiểu khí hậu.

6.3.2. Phân loại khí hậu của Alixôp :

Alixôp - nhà khí hậu học Nga đã căn cứ vào hoàn lưu chung của khí quyển để phân loại và phân đới khí hậu. Trên mỗi bán cầu, tác giả chia ra bốn đới khí hậu chính. Đó là : đới xích đạo chung cả hai bán cầu, nhiệt đới, ôn đới và cực đới (đới bắc cực ở bán cầu Bắc và bán cầu Nam). Đặc điểm của các đới khí hậu chính là quanh năm (mùa hạ cũng như mùa đông) chỉ có một khối khí thống trị. Ví dụ ở đới xích đạo là khối khí đạo, ở đới nhiệt đới là khối khí nhiệt đới thống trị v.v...

Giữa hai đới chính là đới chuyển tiếp (hay á đới), trên mỗi bán cầu có ba á đới. Đặc điểm của các á đới là trong một năm có hai khối khí thay nhau thống trị. Mùa hạ là khối khí gần xích đạo hơn tràn lên, mùa đông là khối khí xa xích đạo hơn tràn xuống. Ba á đới đó là : á xích đạo, nằm giữa đới xích đạo và đới nhiệt đới, mùa hạ có khối khí xích đạo, mùa đông là khối khí nhiệt đới thống trị. Á nhiệt đới nằm giữa nhiệt đới và ôn đới, mùa hạ có khối khí nhiệt đới, mùa đông có khối khí ôn đới thống trị. Á cực đới nằm giữa đới ôn đới và đới bắc (nam) cực, mùa hạ có khối khí ôn đới, mùa đông có khối khí bắc (nam) cực thống trị.

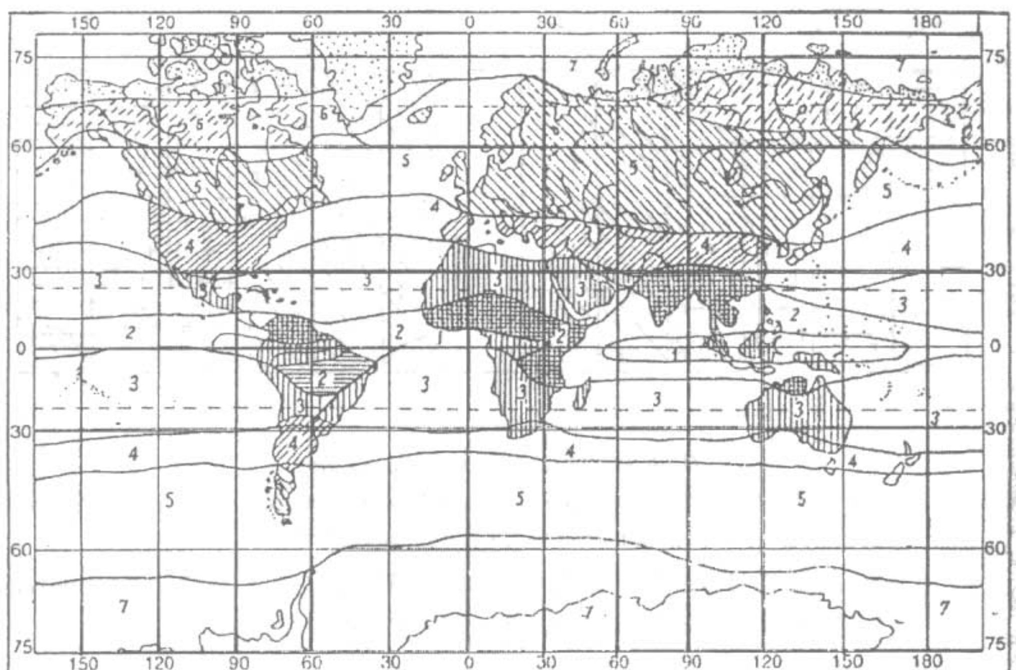
Như vậy là mỗi bán cầu có bảy đới (bốn chính và ba phụ), các đới được ngăn cách với nhau bởi vị trí của frông khí hậu tháng 1 và tháng 7. Ví dụ đới nhiệt đới ở giữa vị trí mùa hạ của frông nhiệt đới (F_T) và vị trí mùa đông của frông ôn đới (cực) (F_P). Đới á nhiệt đới ở giữa vị trí frông cực (F_P) mùa hạ và mùa đông (H. 37).



Hình 38. Các đới khí hậu của Alixôp :
Các đới khí hậu : xích đạo (1) ; á xích đạo (2) ; nhiệt đới (3) ; á nhiệt đới (4) ; ôn đới (5) ; á bắc cực ; á nam cực (6) ; bắc cực, nam cực (7).
Các khối khí: ▭ xích đạo, ▨ nhiệt đới, ⊞ ôn đới, ▤ bắc (nam) cực ;
F_A - frông bắc, nam cực. F_P - frông cực. F_T - frông nhiệt đới.

Về lí thuyết thì mỗi đới khí hậu là một vòng đai khép kín và ranh giới giữa chúng song song với vĩ tuyến (H. 38) nhưng trong thực tế thì có những đới bị cắt đứt bởi những đới khác phình ra, chẳng hạn như đới á bắc cực (6) không có ở châu Âu và ở bán cầu Nam đới này không có ; đới nhiệt đới (3), ở vùng Đông Nam Á cũng không thấy và được thay bằng đới gió mùa nhiệt đới do đới á xích đạo phát triển rộng ra (H. 39).

Mỗi đới khí hậu, Alixôp lại chia ra bốn kiểu : đại dương và kiểu lục địa, phân biệt theo đặc điểm của nhiệt độ, độ ẩm, do ảnh hưởng của mặt đệm. Kiểu bờ đông và kiểu bờ tây lục địa, phân biệt theo đặc điểm của hoàn lưu khí quyển và dòng biển. Tất nhiên là không phải đới nào cũng có đủ cả bốn kiểu, mà cũng có đới thiếu kiểu này hay kiểu khác tuỳ theo điều kiện địa lí cụ thể của từng đới.



Hình 39. Lược đồ các đới khí hậu theo Alixốp

1. Xích đạo ; 2. Á xích đạo ; 3. Nhiệt đới ; 4. Á nhiệt đới ; 5. Ôn đới ; 6. Á cực đới ; 7. Cực đới.

6.4. Các đới và các kiểu khí hậu

6.4.1. Đới khí hậu xích đạo :

Góc nhập xạ lớn, ít thay đổi trong năm, bức xạ Mặt Trời tổng cộng lớn, trung bình 140 - 150 kcal/cm^2. Bức xạ nghịch của khí quyển lớn nên cân bằng bức xạ của mặt đệm ở đây lớn nhất so với các địa điểm khác trên Trái Đất. Trên các lục địa trung bình 80 kcal/cm^2 năm, trên đại dương 100 - 120 kcal.cm^2 năm. Năng lượng này chủ yếu dùng cho bốc hơi (75%), do đó nhiệt độ ở đây không phải là cao nhất, đối lưu nhiệt ở đây phát triển rất mạnh tạo nên dải áp thấp xích đạo, gió yếu không ổn định. Gió tín phong đưa hơi nước từ các đại dương vùng nhiệt đới vào các vĩ độ xích đạo, một phần được ngưng kết lại thành mưa tại đây, còn lại nhờ phản tín phong lại đưa ra vùng nhiệt đới. Nhìn chung khí hậu ở đây đủ nhiệt ẩm, tạo điều kiện cho thực vật phát triển quanh năm.

a) Kiểu khí hậu xích đạo lục địa : Ở xích đạo, khí hậu lục địa ít khác biệt với khí hậu đại dương, vì lục địa hẹp, chế độ thuỷ văn phong phú, mạng lưới sông

suối, đầm, hồ dày đặc. Hàng năm ở đây tích luỹ được một lượng nhiệt lớn, trung bình 80 - 90 kcal/cm^2, phần lớn số năng lượng này dành cho sự bốc hơi và để đốt nóng không khí. Năng lượng dùng để bốc hơi được trả lại khi hơi nước ngưng kết một phần lớn, phần còn lại được các dòng không khí chuyển ra khỏi khu vực xích đạo.

Nhiệt độ trung bình năm khoảng 24 - 28°C, biên độ năm nhỏ hơn biên độ ngày. Biên độ ngày khoảng 10 - 15°C. Nhiệt độ các tháng trong năm ít có trường hợp vượt quá 30°C và cực tiểu ít khi thấp hơn 20°C.

Độ ẩm không khí lớn, độ ẩm tuyệt đối lớn hơn 30gam/m^3, độ ẩm tương đối tháng nhỏ nhất cũng cao hơn 70%. Lượng mưa trung bình đạt tới 2000 mm/năm, phân bố trong năm không theo một quy luật nhất định, thỉnh thoảng có địa điểm xuất hiện hai cực đại vào dịp xuân và thu phân, khi Mặt Trời lên thiên đỉnh (đối lưu nhiệt mạnh). Mưa chủ yếu là mưa đối lưu nên thường mưa vào buổi chiều, mưa rào hạt nước lớn và kèm theo dông tố dữ dội. Thỉnh thoảng có mưa frông kéo dài. Mưa rơi thường xuyên, hàng tháng trung bình có tới 25 ngày có mưa, mưa lớn ở các sườn đón gió và cả các dãy núi ngoài bờ biển (Bảng 11, 12).

Ánh sáng, nhiệt, ẩm dồi dào quanh năm là điều kiện thuận lợi cho thực vật phát triển nên cảnh quan ở xích đạo là rừng ẩm xanh quanh năm.

b) Kiểu khí hậu xích đạo đại dương : Cân bằng bức xạ của mặt đại dương lớn hơn lục địa một ít. Phần lớn năng lượng dùng cho bốc hơi nước, phần còn lại dùng để đốt nóng các dòng biển lạnh (dòng biển lạnh chảy vào xích đạo ở phía đông các đại dương và được tiếp tục ở vùng nhiệt đới bằng những dòng biển nóng ở phần phía tây các đại dương).

Nhiệt độ trung bình tháng dao động từ 25 - 28°C, lượng mưa trung bình 2000 mm/năm. Ở đây thường có mưa dông vào ban đêm, vì ban đêm không khí trên mặt đại dương phân bố không bền vững (Bảng 13).

Bảng 11: Nhiệt độ (t^oC) lượng mưa (M^{mm}) độ ẩm tương đối (r%) khí hậu xích đạo lục địa

Tháng	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Năm	Biên độ
Manaue. 3°N, 60° T. 44 m														
t°C	25,9	25,7	25,8	25,7	26,2	26,4	26,5	27,2	27,5	27,4	27,2	26,5		1,8
M^{mm}	264	256	280	261	182	95	60	40	58	110	152	219	1977	240
r%	80	80	81	82	82	80	77	75	73	74	76	80		9

Bảng 12: Nhiệt độ (t^oC) lượng mưa (M^{mm}) độ ẩm tương đối (r%) khí hậu xích đạo núi cao, Biên độ (Δ)

Tháng	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Năm	Δ
Kitô 0°N, 78°T, 2818 m														
t°C	13,1	13,0	13,0	13,1	13,1	13,0	13,0	13,2	13,3	12,9	12,9	13,2		0,4
M^{mm}	124	134	159	181	130	49	18	24	81	132	109	109	1250	
(r%)	79	77	80	81	79	69	61	59	66	74	76	77		

Bảng 13: Nhiệt độ (t^oC) lượng mưa (M^{mm}) độ ẩm tương đối (r%) khí hậu xích đạo đại dương

Tháng	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Năm	Biên độ
Thái Bình dương, 1° N. 170° T, 54 m														
t°C	28,2	28,3	28,2	28,2	28,4	28,2	28,1	28,2	28,6	28,7	28,6	29,4		1,3
M^{mm}	287	212	190	152	117	118	142	103	93	93	139	206	1857	194

6.4.2. Đới khí hậu gió mùa á xích đạo

Khí hậu gió mùa á xích đạo được hình thành dưới tác động di chuyển theo mùa của frông nhiệt đới. Mùa hạ, gió mùa xích đạo lan rộng lên phía nhiệt đới nên độ ẩm không khí được tăng lên, biên độ ngày của nhiệt độ giảm xuống, mưa và mưa rào bắt đầu rơi và chiếm ưu thế. Mùa đông, gió mùa thực chất là gió tín phong, độ ẩm trong lục địa giảm mạnh, biên độ ngày của nhiệt độ tăng, lượng mưa giảm hẳn đi. Như vậy, khí hậu gió mùa á xích đạo được hình thành từ hai chế độ khí hậu độc lập với nhau (Bảng 14).

Hướng của gió mùa xích đạo được xác định bởi ảnh hưởng của vùng áp thấp mùa hạ trên lụa địa của khu vực nhiệt đới, còn mùa đông chịu ảnh hướng của áp cao cũng trên lục địa đó (H. 15 ; H. 16).

a) Kiểu khí hậu gió mùa á xích đạo lục địa. Giới hạn của gió mùa á xích đạo lục địa là vĩ độ 18, giới hạn xa nhất về phía bắc đi qua Ấn Độ và bán đảo Đông Dương. Đặc điểm của khí hậu gió mùa á xích đạo lục địa là ẩm vào mùa hạ, khô vào mùa đông (Bảng 4). Thực vật ở đây là xa van cây rụng lá mùa khô.

Mùa hạ, frông nhiệt đới tràn sâu vào lục địa, thường thường không có mưa vì có khối khí nhiệt đới thống trị. Mưa ở đây xuất hiện là nhờ không khí ẩm của xích đạo tràn đến nên thường là mưa rào, mưa đối lưu, ở các đồng bằng xa xích đạo lượng mưa giảm hẳn đi.

Biến trình năm của nhiệt độ không khí có hai cực tiểu (chính vào mùa đông, phụ vào mùa hạ), hai cực đại (vào mùa xuân và mùa thu, trong đó mùa xuân là chính), mùa xuân thường xảy ra khô hạn vì gió mùa ẩm xích đạo đến muộn.

Lượng mưa hàng năm ở các đồng bằng ít khi vượt quá 1000 mm, nhất là những khu vực gần nhiệt đới lượng mưa không đáng kể, lượng mưa tăng nhanh ở các sườn đón gió đạt tới 5000 - 6000 mm/năm, sườn nam dãy Himalaya lượng mưa lớn nhất thế giới - 12020 mm/năm ở Sérapundi (25 - 26°B ; 90 - 93°Đ thuộc Ấn Độ).

b) Kiểu khí hậu gió mùa á xích đạo dại dương : Cũng như trên các lục địa, khí hậu đại dương có đặc điểm là các dòng không khí thay đổi theo mùa. Mùa đông khối khí nhiệt đới tràn vào và phân bố bền vững. Ngược lại, mùa hạ không khí ẩm từ xích đạo tràn lên, phân bố không bền vững. Vì vậy ở đây mùa đông mưa ít, nhiệt độ thấp hơn mùa hạ từ 2 - 3°, mùa hạ mưa nhiều.

Bảng 14: Nhiệt độ (t^o) lượng mưa (M) độ ẩm tương đối (r). Biên độ Δ khí hậu gió mùa á xích đạo lục địa

Tháng	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Năm	Δ
Ilaklabadơ 25°B, 82°Đ, 119^m														
t°C	16,4	19,0	24,9	30,6	34,3	34,0	30,1	29,0	28,9	26,4	21,0	16,7		
M^{mm}	19	20	9	5	6	96	298	325	163	48	9	6		
El - Obaidơ 13°B, 30°B 575^m														
t°C	20,1	21,8	25,3	28,5	30,1	29,0	26,7	25,6	26,6	27,8	24,9	21,1		
M^{mm}	0	0	1	2	18	33	104	129	75	76	0	0		
r%	33	25	21	23	35	47	64	70	59	40	29	29		
Kuiaba 15°N, 56°T 235^m														
t°C	27,1	27,0	27,0	26,9	25,8	23,9	23,8	25,6	27,4	28,1	27,6	27,2		
M^{mm}	245	227	207	103	51	9	6	28	52	112	153	201		

Bảng 15: Nhiệt độ (t^o) lượng mưa (M) độ ẩm tương đối (r). Biên độ Δ khí hậu gió mùa á xích đạo bờ tây lục địa

Tháng	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Năm	Δ
Bom bay, 19°B, 73°Đ, 11^m														
t°C	24,0	24,0	26,3	28,3	29,7	28,8	27,4	27,0	27,1	28,0	27,2	25,5		
M^{mm}	3	2	1	2	18	478	638	366	287	66	14	2		
r%	72	71	75	77	76	83	87	87	86	81	73	72		
Porto Darvi, 12°N, 130°Đ, 30^m														
t°C	28,8	28,6	28,9	28,9	27,6	26,0	25,2	26,3	28,2	29,6	29,9	29,6		
M^{mm}	388	342	345	105	16	3	2	2	13	50	119	248		
r%	79	80	78	72	62	61	58	62	64	65	67	73		

Bảng 16: Nhiệt độ (t^o) lượng mưa (M) độ ẩm tương đối (r). khí hậu á xích đạo bờ đông lục địa

Tháng	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Năm	Δ
Dar - ec - Calam. 7° N , 39° Đ 76m														
t°C	27,8	28,0	27,5	26,4	25,6	24,4	23,6	23,6	23,9	25,0	26,1	27,2		
M^{mm}	65	62	130	277	189	34	27	65	29	42	70	90		
r%	79	79	82	84	82	77	77	77	76	75	77	78		
Djorditaui. 7° B , 58° T , 2 m														
t°C	26,3	26,4	26,7	27,0	27,0	26,7	26,8	27,3	27,8	27,8	27,5	26,7		
M^{mm}	234	136	156	160	298	324	300	179	86	82	150	312		

Bảng 17: Nhiệt độ (t^o) lượng mưa (M) độ ẩm tương đối (τ), khí hậu nhiệt đới lục địa

Thang	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Năm	Δ
El - Golea . 30° B , 3° T , 383m														
t°C	9,8	12,5	16,8	20,9	25,9	31,2	34,0	33,2	29,5	22,8	16,0	10,6		
M^{mm}	5,4	3,8	3,8	2,3	0,9	0,5	0	0,4	1,1	3,8	3,5	10,0		
r%	65	56	48	39	36	30	32	36	38	47	60	63		
BinMa . 19° N , 13° Đ , 355m														
t°C	17,2	19,0	23,6	28,8	32,1	33,2	33,4	32,8	31,4	27,3	23,2	17,8		
M^{mm}	0,2	0	0	0,1	0,4	0,6	2,7	10,0	3,6	2,0	0	0,2		
r%	32	26	23	18	24	25	32	47	32	27	32	35		

Ở bán cầu Bắc gió mùa á xích đạo có trên tất cả các đại dương, còn bán cầu Nam chỉ thấy ở Ấn Độ Dương và phía tây Thái Bình Dương ; cũng phân bố xa xích đạo như trên các lục địa. Giới hạn ngoài của khu vực gió mùa xích đạo ở bán cầu Bắc và Nam nằm gần các vĩ tuyến 10 - 12°. Ở đây thường xuyên có xoáy thuận nhiệt đới với tốc độ gió lớn.

c) Kiểu khí hậu á xích đạo lục địa bờ tây. Mùa đông không khí lục địa nhiệt đới theo gió tín phong tràn xuống gây ra khô hạn ; mùa hạ không khí xích đạo tràn lên thống trị, kèm theo hoạt động của xoáy thuận và đối lưu nhiệt gây mưa. Lượng mưa trung bình năm khoảng 1500 mm (Bảng 15).

d) Kiểu khí hậu á xích đạo lục địa bờ đông. Mùa đông trên bán cầu Bắc, gió tín phong theo hướng đông bắc tràn vào bờ phía đông Nam Mĩ và châu Phi ; mùa đông ở bán cầu Nam có gió tín phong đông nam. Như vậy ở phía tây các đại dương, các khối khí phân bố có phần bền vững nên thường xảy ra khô hạn ở các bờ là đồng bằng, còn ở các bờ có núi lượng mưa được tăng lên (Bảng 16).

6.4.3. Đới khí hậu nhiệt đới :

Khối khí nhiệt đới rất ít hơi nước vì trên lục địa nước bốc hơi ít, còn trên các đại dương lại có nghịch nhiệt tín phong cản trở sự trao đổi không khí theo chiều thẳng đứng. Lượng mây ở đây ít, tổng xạ Mặt Trời rất lớn, trên lục địa 180 - 200 kcal/cm^2 năm, trên đại dương 160 kcal/cm^2/năm. Cân bằng bức xạ lại rất thấp, trung bình năm trên lục địa 60 kcal/cm^2, trên bề mặt đại dương 80 - 100 kcal/cm^2.

a) Kiểu khí hậu nhiệt đới lục địa. Độ ẩm ở lục địa nhiệt đới cực kì thấp. Nhiệt độ chỉ cao vào mùa hạ, nhiệt độ không khí đạt tới 40°C, còn nhiệt độ của mặt cát hoang mạc lớn hơn 80°C. Biên độ năm và đặc biệt là biên độ ngày của nhiệt độ lớn.

Mưa rất ít, nhưng đôi khi có cường độ lớn, thậm chí sinh ra lũ lụt. Ít mưa vì tổng lượng bốc hơi nhỏ, nằm xa trung tâm hoạt động của xoáy thuận, và mực ngưng kết ở khá cao. Độ ẩm tương đối vào mùa hạ khoảng 30% (Bảng 17), phong hoá vật lí chiếm ưu thế hơn hẳn các loại phong hoá khác. Gió ở đây mạnh và giữ vai trò quan trọng trong quá trình hình thành địa hình trong sa mạc.

b) Kiểu khí hậu nhiệt đới đại dương. Lượng bốc hơi ở đây lớn. Biên độ dao động nhiệt nhỏ, độ ẩm không khí lớn, ít mây hơn ở xích đạo.

Nhân tố ảnh hưởng tới sự hình thành khí hậu rất quan trọng ở đại dương nhiệt đới là sự tồn tại của lớp nghịch nhiệt tín phong. Ở phía đông các đại dương lớp

nghịch nhiệt tín phong ở vị trí thấp (giới hạn dưới gần 500m), sự tồn tại của các dòng biển lạnh làm giảm lượng mưa, hạ thấp nhiệt độ không khí. Bên dưới lớp nghịch nhiệt, độ ẩm tương đối trong những vùng có dòng biển lạnh (Canari, Benghêla, Pêru, Caliphoocnia...) vượt quá 80%.

Trong khu vực tín phong trên các đại dương có các xoáy thuận (bão) nhiệt đới hoạt động, tuy thưa thớt nhưng cũng là một đặc điểm của khí hậu ở đây.

c) Kiểu khí hậu nhiệt đới bờ tây lục địa. Dòng không khí lạnh thường xuyên tràn vào theo rìa phía đông của xoáy nghịch trên đại dương. Ở đây có nhiệt độ trung bình là (18 - 20°C), thấp hơn so với các nơi khác có cùng vĩ độ địa lí. Biên độ dao động nhiệt nhỏ, sương mù thường xuyên được hình thành. Gió đất - biển phát triển mạnh, đặc biệt là gió biển (Bảng 19).

d) Kiểu khí hậu nhiệt đới bờ đông lục địa. Các khối khí biển thường xuyên tràn vào theo rìa phía tây của các xoáy nghịch trên đại dương nên khác với bờ tây là nhiệt độ ở đây cao hơn, lượng mưa lớn vì nghịch nhiệt tín phong ở đây yếu hơn và thường nằm ở độ cao trên mực ngưng kết. Trên các sườn đón gió tín phong lượng mưa được tăng lên, nhưng gió tín phong ở dưới thấp nên lượng mưa giảm theo chiều cao. Bên sườn khuất gió, lượng mưa lại giảm hẳn đi. Ví dụ vùng tây nam Madagaxca rất khô hạn (Bảng 20).

6.4.4. Đới khí hậu á nhiệt đới

Ở khu vực á nhiệt đới, chế độ bức xạ và đặc điểm hoàn lưu khí quyển mùa đông giống khu vực ôn đới, mùa hạ giống khu vực nhiệt đới.

Năng lượng Mặt Trời hàng năm so với khu vực nhiệt đới giảm đi 20%, còn dao động theo mùa lại tăng lên. Mùa đông xoáy thuận chiếm ưu thế, vì vậy thường xuyên có các khối khí lạnh (khối khí ôn đới) tràn về, có khi có tuyết rơi. Mùa hạ đường di chuyển của xoáy thuận được chuyển lên các vĩ độ cao hơn, trên các đại dương xoáy nghịch phát triển, còn trên các lụa địa thì các vùng áp thấp được hình thành do nhiệt lực và rất ít di chuyển.

a) Kiểu khí hậu á nhiệt đới lục địa. Mùa hạ nóng, mùa đông tương đối lạnh, phân bố của không khí theo chiều cao không bền vững.

Mùa hạ, hoạt động của xoáy thuận yếu, năng lượng Mặt Trời dồn xuống lớn, lượng mưa ít nên thường khô hạn. Cân bằng bức xạ tương tự ở khu vực nhiệt đới, chủ yếu dùng để đốt nóng không khí, nhiệt độ trung bình của các tháng mùa hạ dưới 30°C, cực đại có thể vượt quá 30°C. Biên độ nhiệt độ ngày tuy có nhỏ hơn khu vực nhiệt đới nhưng vẫn còn lớn.

Bảng 18: Nhiệt độ (t^o) lượng mưa (M) độ ẩm tương đối (r), khí hậu nhiệt đới núi cao

Tháng	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Năm	Δ
Mêhico, 19°N, 99°T, 2259^m														
t^oC	12,8	14,7	16,4	17.8	18,4	17.7	16,7	16.8	16.3	15,4	14,0	12.9		
M^{mm}	6	5	12	17	47	96	118	108	98	34	12	7	559	
r%	53	48	45	45	51	62	67	68	70	65	61	58		

Bảng 19: Nhiệt độ (t^o) lượng mưa (M) độ ẩm tương đối (r), khí hậu nhiệt đới bờ tây lục địa

Tháng	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Năm	Δ
Eteni, 21°B, 17°Đ, 8^m														
t^oC	19,2	19.8	20,5	20,6	21,2	22,6	23.0	24.4	25,7	24,4	22,5	20,1		
M^{mm}	2	1	2	0	0	1	1	8	6	11	5	2		
r%	59	61	68	75	72	70	78	77	71	69	61	62		
Lkike, 20°N, 70°T, 9^m														
t^oC	21,0	20,9	19,8	18.4	17.3	16.3	15,6	15,7	16,2	17,2	18,7	20.1		
M^{mm}	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0		
r%	82	82	82	82	83	82	82	82	82	82	82	82		

Bảng 20: Nhiệt độ (t^o) lượng mưa (M) độ ẩm tương đối (r), khí hậu nhiệt đới bờ đông lục địa

Tháng	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Năm	Δ
Markis, 26°N, 33°B 39m														
t°C	25,4	25,5	24,6	23,1	20,6	18,5	18,2	19,2	20,6	22,2	23,4	24,7		
Mmm	130	135	113	53	28	27	14	13	32	48	82	101		
r%	70	70	72	69	68	66	67	65	64	65	67	68		
Janâyrô, 22°N, 43°T, 60m														
t°C	25,9	26,1	25,4	24,0	22,2	20,9	20,4	20,9	21,3	22,1	23,3	24,8		
Mmm	124	123	133	108	80	58	42	44	67	82	105	136		

Bảng 21: Nhiệt độ (t^o) lượng mưa (M) độ ẩm tương đối (r), khí hậu á nhiệt đới lục địa

Tháng	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Năm	Δ
Tegeram, 36°B, 51°Đ, 1190m														
t°C	2,6	4,7	9,7	15,3	21,2	26,3	29,4	28,5	24,5	18,0	11,1	5,0		
Mmm	44	34	40	32	14	28	21	14	17	69	24	25		
r%	75	59	40	40	45	45	41	45	50	54	64	74		

Mùa đông, ở các vĩ độ cao của lục địa á nhiệt đới cân bằng bức xạ gần tới không, xoáy thuận hoạt động thường xuyên, di chuyển từ tây sang đông, đồng thời với mưa nước có mưa tuyết và kèm theo những đợt rét đột ngột, có tuyết phủ nhưng không bền vững. Phần phía đông của xoáy thuận thường xuyên có không khí nhiệt đới tràn vào, theo sau đó là không khí lạnh ôn đới tràn tới theo phần phía tây của xoáy thuận đó, làm cho nhiệt độ không khí trong ngày đêm có thể chênh lệch nhau tới 30°. Lượng mưa hàng năm khoảng 500mm, nhưng cũng có nơi không đạt được 300mm (Bảng 21).

Ưu thế của thực vật là đồng cỏ khô và bán hoang mạc. Lượng mưa trên các sườn đón gió tăng lên 4-5 lần so với ở đồng bằng, còn lượng mưa ở các nơi gần hoang mạc ít hơn 200 mm. Ở vùng núi lượng mưa tăng lên, nhiệt độ giảm ; ở độ cao hơn 2000 m, mùa đông có tuyết phủ bền vững. Trên các cao nguyên rộng lớn (Iran, Bắc Mêhicô) lượng mưa ít, biên độ nhiệt năm còn lớn hơn ở đồng bằng.

b) Kiểu khí hậu á nhiệt đới bờ tây lục địa : Đặc điểm là mùa đông ấm, mưa nhiều và mùa hạ nóng khô, nắng nhiều. Loại khí hậu này gọi là khí hậu Địa Trung Hải (Bảng 22).

Mùa đông do hoạt động của xoáy thuận hình thành ở phía tây di chuyển về phía đông nên thường xuyên xảy ra sự luân phiên thay thế nhau giữa các khối khí nhiệt đới và ôn đới, tuy nhiên do các khối khí biển chiếm ưu thế tràn vào theo gió tây nên sự thay đổi nhiệt độ đột ngột không xảy ra. Nhiệt độ của những tháng lạnh nhất khoảng 10 -1 2°C (Bảng 22).

Mùa hạ trời trong xanh, ít mưa, thường có những đợt khô hạn ảnh hưởng đến thực vật ; mùa đông mưa nhiều làm tăng thêm tính độc đáo của khí hậu Địa Trung Hải.

c) Kiểu khí hậu á nhiệt đới đại dương : Khác với khí hậu lục địa là sự dao động của nhiệt độ không lớn : nhiệt độ trung bình tháng lạnh nhất là 12°C, tháng ấm nhất là 20°C.

Mùa đông, thời tiết xoáy thuận chiếm ưu thế, mưa rơi trong khu vực của frông nóng phụ trong xoáy thuận. Sau frông, không khí lạnh ở các vĩ độ cao tràn xuống thường có mưa tuyết, lượng mưa lớn nhất vào mùa đông.

Mùa hạ, đường di chuyển của xoáy thuận và frông cực nằm ở các vĩ độ cao hơn so với mùa đông, nên vùng đại dương á nhiệt đới xoáy nghịch chiếm ưu thế, thời tiết yên tĩnh, trong sáng. Trong những tháng mùa hạ thỉnh thoảng có những trận bão biển kèm theo mưa rơi.

Bảng 22: Nhiệt độ (t^o) lượng mưa (M) độ ẩm tương đối (r), khí hậu á nhiệt đới bờ tây lục địa

Tháng	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Năm	Δ
Andjelec, 34°B, 118°T, 37^m														
t°C	13,1	13,7	14,6	15,9	17,2	19,3	21,7	22,1	21,3	19,0	16,8	14,3		
M^{mm}	77	76	64	24	8	2	0	1	5	12	27	58		
r%	46	55	52	56	60	59	55	55	52	49	40	46		
Rim, 42°B, 13°Đ, 131^m														
t°C	7,1	8,2	10,8	13,9	18,1	22,1	24,9	24,6	21,5	16,7	11,9	8,4		
M^{mm}	80	59	50	53	46	33	13	20	47	90	92	79		
r%	72	69	66	65	61	58	53	55	62	70	73	74		
Vanparancô, 33°N, 71°T, 41^m														
t°C	17,6	17,3	16,3	14,5	13,1	11,3	11,3	11,7	12,3	13,7	15,6	16,9		
M^{mm}	0	0	9	14	97	145	101	66	33	11	7	4		
r%	69	70	72	75	78	76	76	75	74	72	67	66		
Pertơ, 32°N, 116°Đ, 60^m														
t°C	23,2	23,3	21,7	19,3	15,9	13,7	12,8	13,3	14,5	16,0	19,0	21,7		
M^{mm}	9	12	19	41	122	170	164	142	88	54	60	15		
r%	52	54	57	63	72	78	77	73	69	62	63	52		

d) Kiểu khí hậu á nhiệt đới bờ đông lục địa : Khí hậu ở đây có tính chất gió mùa, biểu hiện rõ ở bán cầu Bắc. Mùa hạ nóng ẩm, mùa đông khô lạnh. Mùa đông không khí lạnh trên các lục địa ôn đới tràn xuống, nhiệt độ trung bình các tháng mùa đông rất thấp so với bờ phía tây. Gió mùa mùa đông, không khí lục địa được thể hiện rõ rệt trên bờ phía đông châu Á. Ở đồng bằng phía đông Trung Quốc, nhiệt độ tháng I trung bình dưới không độ, có ngày xuống tới -10°C.

Mùa hạ có gió mùa đại dương nên độ ẩm lớn, trung bình đạt tới 80 - 85%. Mưa chủ yếu vào mùa hạ (Bảng 23).

Khí hậu á nhiệt đới lục địa bờ đông hầu như ngược với khí hậu Địa Trung Hải. Mùa hạ nóng ẩm là điều kiện thuận lợi cho thực vật phát triển. Chế độ gió mùa ở đây tạo điều kiện thuận lợi cho thực vật ôn đới phía bắc tràn xuống phía nam và ngược lại thực vật nhiệt đới phía nam tiến lên phía bắc. Ví dụ : trong rừng phía đông Trung Quốc, giới hạn phân bố của cây cọ (thực vật nhiệt đới) lên các vĩ độ cao hơn giới hạn phía nam của cây thông (thực vật ôn đới).

Khu vực á nhiệt đới, ở bờ phía đông của Bắc Mĩ gió mùa mùa đông lục địa hoạt động thường xuyên hơn so với châu Á, nhưng bị gián đoạn bởi sự di chuyển của các xoáy thuận. Vì vậy mùa đông ở đây ấm hơn so với bờ phía đông Trung Quốc, nhưng nhiệt độ cực tiểu có thể thấp hơn.

6.4.5. Đới khí hậu ôn đới

Ở đây nguồn năng lượng Mặt Trời và cân bằng bức xạ nhỏ hơn ở khu vực nhiệt đới và phụ thuộc không chỉ vào vĩ độ địa lí mà còn vào lượng mây, và mặt tuyết vào mùa đông. Cân bằng bức xạ giảm, lượng bốc hơi cũng giảm theo, nên mặc dù xoáy thuận hoạt động mạnh và liên tục mà lượng mưa cũng không lớn hơn khu vực nhiệt đới là bao. Cân bằng bức xạ chênh lệch theo mùa trong năm khá lớn, mùa hạ gần bằng ở khu vực nhiệt đới, mùa đông trên các lục địa có giá trị âm.

Sự hoạt động của xoáy thuận ở đây có giá trị đặc biệt, như là một nhân tố khí hậu, nó làm tăng cường sự trao đổi không khí giữa các vĩ tuyến, lượng mưa ở đây tăng cũng là do xoáy thuận, còn đối lưu chỉ có tính chất địa phương.

Sự hoạt động của xoáy thuận ở khu vực ôn đới được hình thành do tác động lẫn nhau của các khối khí : nhiệt đới và ôn đới, ôn đới đại dương và ôn đới lục địa, ôn đới và bắc cực hoặc nam cực. Trong hai trường hợp đầu cho mưa lớn, trường hợp thứ ba cho mưa ít hơn. Các khối khí nhiệt đới và bắc cực (hoặc nam cực) luân phiên tràn sâu vào ôn đới làm cho nhiệt độ ở đây thay đổi đột ngột.

a) Kiểu khí hậu ôn đới lục địa. Kiểu khí hậu này chỉ có ở bán cầu Bắc, đặc điểm là mùa đông có tuyết phủ bền vững, mùa hè ấm.

Bảng 23: Nhiệt độ (t^o) lượng mưa (M) độ ẩm tương đối (r), khí hậu á nhiệt đới bờ đông lục địa

Tháng	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Năm	Δ
Pukan. 35°B . 129° Đ . 69m														
t°C	-0,1	0,5	4,2	9,8	14,2	17,9	21,9	23,6	19,5	14,6	9,3	3,4		
M^{mm}	38	41	69	132	130	195	275	176	177	66	43	30		
r%	51	51	57	67	72	78	83	78	73	65	59	52		
Trarston, 33°B . 80° T , 18m														
t°C	10,2	11,0	13,8	17,8	21,7	24,8	26,1	25,9	23,6	18,8	13,7	10,5		
M^{mm}	65	80	85	62	80	116	187	157	129	71	48	69		

Bảng 24: Nhiệt độ (t^o) lượng mưa (M) độ ẩm tương đối (r), khí hậu ôn đới lục địa

Tháng	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Năm	Δ
Kamusin , 50°B , 45° Đ, 24m														
t°C	-11,0	-10,2	-4,5	7,2	16,2	21,0	23,8	21,8	15,1	6,8	-1,2	-7,5		
M^{mm}	23	20	19	19	27	31	31	26	24	27	35	29		
r%	86	84	84	66	54	51	51	52	58	71	83	86		
Viniper , 50°B . 97° T, 232m														
t°C	-19,0	-16,7	-8,4	3,4	11,1	16,8	19,6	18,2	12,5	5,8	-5,1	-13,8		
M^{mm}	24	20	29	33	54	78	74	62	56	36	29	23		
r%	94	94	91	70	62	65	73	76	80	49	92	93		

Cân bằng bức xạ chỉ có 20 - 30 kcal/cm^2 năm, mùa đông có giá trị âm (-1 kcal/cm^2 tháng), dùng cho bốc hơi nước khoảng 50%, còn gần 50% để trao đổi loạn lưu.

Phần phía bắc khu vực ôn đới, lượng bốc hơi ít hơn lượng mưa nên thừa ẩm ; phần giữa khu vực, lượng bốc hơi tương đương với lượng mưa nên đủ ẩm ; phần phía nam, lượng mưa giảm nên thiếu ẩm.

Mùa đông, trên các lục địa thường xuyên có các xoáy nghịch và xoáy thuận xen kẽ nhau hoạt động làm tăng cường sự trao đổi không khí giữa các vĩ độ, và mở rộng giá trị bình lưu của khí hậu. Phạm vi không gian giữa xoáy nghịch và thuận liền kề nhau, sức gió được tăng cường làm cho không khí ở các vĩ độ thấp xâm nhập lên các vĩ độ cao (phần giữa đông xoáy thuận và tây xoáy nghịch), ngược lại không khí ở các vĩ độ cao tràn sâu xuống phía nam (phần giữa đông xoáy nghịch và tây xoáy thuận), vì thế nên có trường hợp ở phía nam khu vực ôn đới nhiệt độ xuống tới - 25°C đến - 30°C (Bảng 24).

Mùa hạ, các khối khí từ đại dương và Bắc cực tràn vào lục địa ôn đới, bị biến tính mạnh (nhận thêm nhiệt) làm cho nhiệt độ lục địa giảm, độ ẩm tăng, đối lưu phát triển, lượng mưa mùa hạ tăng lên so với mùa đông.

Ở miền núi lượng mưa được tăng lên ở các sườn đón gió (vì xoáy thuận chuyển từ tây sang đông nên sườn tây là sườn đón gió).

b) Kiểu khí hậu ôn đới đại dương. Cân bằng bức xạ trong năm ở mặt đại dương lớn hơn lục địa tới 1,5 lần, ngoài ra còn có năng lượng do các dòng biển nóng chuyển đến. Hai phần ba năng lượng dự trữ được dùng cho bốc hơi và gần một phần ba để trao đổi loạn lưu của không khí.

Các khối khí biển của vùng ôn đới được hình thành có nguồn gốc chính là từ các biển bắc (nam) cực và biển nhiệt đới. Sự biến tính của khối khí bắc (nam) cực bắt đầu ở phía tây đại dương, được chuyển tới từ phần sau của xoáy thuận đang chuyển động về phía đông. Khối khí từ á nhiệt đới được chuyển tới từ phần trước cũng của xoáy thuận đó, tràn vào phía tây lục địa. Trên các đại dương, mùa đông ấm hơn so với lục địa ở cùng các vĩ độ ôn đới. Nhiệt độ trung bình của những tháng lạnh nhất khoảng từ 3°C - 5°C. Mùa hạ mát. Đặc biệt ở bán cầu Nam, sự hoạt động của xoáy thuận phát triển mạnh ở tất cả các mùa, gió mạnh, luôn luôn có bão biển, mùa đông thường có tuyết rơi.

Bảng 25: Nhiệt độ (t^o) lượng mưa (M) độ ẩm tương đối (r), khí hậu ôn đới bờ tây lục địa

Tháng	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Năm	Δ
Grinvitr, 51°B, °Đ 7m														
t°C	4,2	4,3	6,0	8,6	12.1	15,2	17.1	16,6	14,3	10,4	6.9	5.0		
M^{mm}	48	41	41	42	45	46	57	60	49	61	61	56		
Pa ri, 49°B, 2°Đ 50m														
t°C	3.0	3.9	6.4	9,7	13,9	16.6	18,3	17,8	15.0	10.3	6.2	3,6		
M^{mm}	48	41	40	44	54	56	60	60	50	57	51	52		
r%	86	81	76	69	71	73	73	74	79	85	87	88		
Rupert, 54°B, 130°T, 52m														
t°C	1,6	2,2	3,6	6,1	9.3	11.8	13,5	13,9	12.0	8.6	5,6	2,1		
M^{mm}	224	188	210	172	132	105	118	147	207	326	307	277		
Evanjclieta, 52°N, 73°T, 50m														
t°C	8,6	8.6	8,4	6,9	5.6	4,6	4,2	4,1	4,8	5,7	6,2	7,5		
M^{mm}	293	263	285	295	245	239	233	217	229	222	252	257		

Bảng 26: Nhiệt độ (t^o) lượng mưa (M) độ ẩm tương đối (r), khí hậu ôn đới bờ đông lục địa

Tháng	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Năm	Δ
Klitri, 56°B, 160°Đ, 26m														
t°C	-16,9	-15.0	-10,5	-2,7	4,1	10,8	14,7	13,8	8,6	1,4	-7,5	-14,6		
M^{mm}	60	48	40	27	29	30	56	61	45	50	52	64		

c) Kiểu khí hậu ôn đới bờ tây lục địa. Tác động của đại dương vào lục địa theo hướng tây chiếm ưu thế rất lớn, vì có xoáy thuận và xoáy nghịch chuyển qua từ tây sang đông. Ảnh hưởng của đại dương đặc biệt mạnh vào mùa đông, không khí biển ấm và ẩm vào lục địa tương đối lạnh nên phân bố bền vững. Mùa hạ không khí biển tràn vào bờ lục địa phân bố không bững vững và luôn thay đổi.

Nhiệt độ không khí trung bình trong các tháng mùa đông là trên 0°C. Mùa hạ ở bán cầu Bắc, nhiệt độ thường từ 15°C - 20°C, ở bán cầu Nam khoảng 10°C. Lượng mưa hàng năm ở các đồng bằng khoảng 500 - 600 mm, ở các bờ có núi vượt quá 2000mm (Bảng 25). Mưa phân bố đều cho các mùa trong năm. Ở đây có rừng lá rộng, và thực vật đồng cỏ, là bằng chứng của sự ẩm ướt liên tục, ở các vĩ độ cao của khu vực, độ ẩm trở nên thừa thãi. Nhiệt độ dương vào mùa đông là điều kiện thuận lợi cho thực vật phát triển, ở nhiều địa điểm có cây cối xanh quanh năm.

d) Kiểu khí hậu ôn đới bờ đông lục địa (Bảng 26). Khí hậu ở đây mang tính chất gió mùa. Mùa hạ xoáy thuận hoạt động mạnh, nên mưa nhiều, khối khí biển luôn luôn tràn vào lục địa. Mùa đông xoáy nghịch chiếm ưu thế, không khí thống trị ở đây là không khí ở phần phía đông của xoáy nghịch nên khí hậu khô lạnh. Vậy khí hậu ở bờ đông lục địa ôn đới là khí hậu gió mùa, mùa hạ mát, mưa nhiều, mùa đông khô, lạnh. Do ảnh hưởng của dòng biển lạnh bao bọc quanh bờ phía đông lục địa ôn đới nên nhiệt độ giảm xuống và có sương mù vào mùa xuân và đầu mùa thu.

6.4.6. Đới khí hậu á bắc cực và á nam cực

Phù hợp với sự phân bố đặc biệt của các lục địa và đại dương ở bán cầu Bắc và Nam. Ở đới á bắc cực có hai kiểu khí hậu cơ bản là lục địa và đại dương, đới á nam cực ở bán cầu Nam chỉ có một kiểu khí hậu đại dương.

a) Kiểu khí hậu á bắc cực lục địa. Khí hậu á bắc cực lục địa rất rét vào mùa đông và tương đối ấm vào mùa hạ. Biên độ dao động nhiệt trong năm lớn nhất trên Trái Đất là ở vùng đông bắc Iakut : 62°C. Thời gian mùa hạ ngắn nhưng rất ấm nên cây trồng phát triển nhanh, mùa đông rét buốt kéo dài đã tạo nên lớp đông kết vĩnh viễn dày khoảng 100m. Mưa ít (nhỏ hơn 200mm/năm) vì hơi nước chứa trong không khí ít, lượng bốc hơi thấp. Mùa đông có lớp nghịch nhiệt dày khoảng 1 km, građien nhiệt độ thẳng đứng khoảng 2,5°C/100m (bảng 27).

b) Kiểu khí hậu á bắc cực và á nam cực đại dương. Đặc biệt có sự hoạt động mạnh của xoáy thuận trong tất cả các mùa, nhất là ở bán cầu Nam, sự thay thế

theo mùa của các khối khí biển cực bắc (cực nam) trong những tháng mùa đông bằng khối khí của các vĩ độ ôn đới trong những tháng mùa hạ cũng không gây được sự chênh lệch lớn của nhiệt độ giữa mùa hạ và mùa đông nên biên độ năm của nhiệt độ ở đây không vượt quá 20°C. Như vậy khí hậu ở đây có mùa đông tương đối dịu, mùa hạ mát (bảng 27).

Bảng 27. Nhiệt độ (t°C), mưa (Mmm) khí hậu á bắc cực

Tháng	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Iakut 61°B ; 120°Đ ; 99m												
t°C	-43,2	-35,9	-22,2	-7,4	5,7	15,4	18,7	14,8	6,,2	-7,9	-28,0	-39,8
Mmm	7	6	4	8	15	29	39	38	22	15	11	8
Phort - Iukon 67°B ; 145°T ; 128m												
t°C	-30,5	-25,6	-17,1	-5,7	6,4	14,9	16,4	12,8	4,9	-6,6	-21,0	-29,4
Mmm	15	12	10	6	10	18	23	28	19	16	12	12

Bảng 28. Nhiệt độ (t°C), mưa (Mmm) khí hậu lục địa cực

Tháng	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Trạm Phương Đông 78°N ; 107°Đ ; 3420m												
t°C	-33,6	-44,0	-54,0	-63,1	-63,4	-66,7	-66,9	-70,6	-67,2	-59,0	-43,8	-32,2
Mmm	0,6	1,0	7,0	4,3	8,6	12,4	5,9	5,4	4,8	1,8	0,6	0,8

Bảng 29 : Nhiệt độ (t°C), mưa (Mmm) hải dương cực

Tháng	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Alert 82°B ; 62°T ; 62m												
t°C	-33,6	-33,8	-32,7	-24,,2	-11,9	-0,4	3,7	0,6	-9,8	-20,0	- 25,9	-30,2
Mmm	7	5	6	5	10	12	17	27	27	15	7	7

6.4.7. Đới khí hậu cực

a) Kiểu khí hậu cực lục địa : Khí hậu ở đây rét buốt vào mùa đông, lạnh vào mùa hạ. Nhiệt độ trung bình các tháng đều dưới 0°C. Nhiệt độ cực tiểu đạt đến thấp nhất trên Trái Đất (ở giữa cực nam thường xuyên có nhiệt độ cực tiểu -90°C). Mùa đông cũng như mùa hạ, thời tiết xoáy nghịch chiếm ưu thế. Gradien nhiệt độ thẳng đứng rất lớn, ở lớp không khí sát mặt đất có thể lên tới hơn 10°C/100m (bảng 28).

b) Khí hậu cực đại dương (bảng 29) : Mặt đại dương ở cực luôn luôn bị băng bao phủ. Mùa đông, do ảnh hưởng của đại dương, nên sự rét buốt không xảy ra mãnh liệt như trên lục địa. Nhiệt độ tháng I ở giữa cực bắc là -40°C, cực tiểu -50°C, cao hơn nhiều so với đồng bằng Iakut.

Mùa hạ, do ảnh hưởng các các khối băng tuyết tan nên nhiệt độ không khí giảm xuống gần 0°C, ở giới hạn trên của lớp không khí lạnh luôn luôn có một lớp mây được hình thành, độ ẩm rất cao, thời tiết xấu, vẩn đục. Bức xạ tổng cộng vào tháng 7 khoảng 15 kcal/cm^2 tháng.

6.5. Một số vấn đề bảo vệ bầu khí quyển

6.5.1. Ô nhiễm bầu khí quyển

Như ta đã biết, không khí khô và trong sạch là một hỗn hợp gồm các chất khí khác nhau, và mỗi chất trong đó chiếm một tỉ lệ nhất định. Ngoài ra trong khí quyển còn có hơi nước và các tạp chất khác có nguồn gốc từ mặt đất.

Nếu trong khí quyển có những chất ngoại lai, hoặc các thành phần của không khí vượt quá giới hạn về tỉ lệ của nó thì sẽ trở nên độc hại đối với con người và sinh vật, khi đó khí quyển đã bị ô nhiễm.

Các vật chất gây ô nhiễm khí quyển có thể ở thể rắn, lỏng hay khí. Có hai nguồn gây ô nhiễm môi trường không khí, đó là nguồn tự nhiên và nguồn nhân tạo.

Nguồn ô nhiễm tự nhiên do các hiện tượng thiên nhiên gây ra như : gió mạnh cuốn theo các bụi đất, đá, thực vật vụn bở v.v... vào khí quyển. Núi lửa phun trào đưa vào khí quyển nhiều tro bụi, các chất khí khác nhau từ lòng đất ra. Các quá trình thối rữa của xác động thực vật ngoài tự nhiên cũng thải ra các chất khí bay vào khí quyển.

Nguồn ô nhiễm nhân tạo do hoạt động kinh tế - xã hội của con người gây nên, người ta phân ra các nguồn ô nhiễm sau đây :

Nguồn ô nhiễm công nghiệp : khói của các nhà máy đã thải vào không khí rất nhiều chất độc hại, hoặc quá trình công nghệ sản xuất làm bốc hơi, rò rỉ, thất thoát trong dây chuyền sản xuất, trên các đường dẫn. Đặc điểm của chất thải là có nồng độ chất độc hại cao và tập trung ở các nhà máy nhiệt điện, hoá chất, luyện kim, cơ khí, vật liệu xây dựng, công nghiệp nhẹ..., đây là nguồn gốc gây ô nhiễm môi trường nói chung trong đó có môi trường không khí. Vì tính đa dạng của nguồn gây ô nhiễm do hoạt động công nghiệp nên việc xác định các biện pháp xử lí ở các khu công nghiệp lớn rất khó khăn.

Nguồn ô nhiễm giao thông vận tải : hoạt động của các loại xe có động cơ, các tàu biển, ngoài việc thải các chất khí do đốt cháy nhiên liệu còn tung vào khí quyển nhiều vật liệu rắn có kích thước nhỏ từ mặt đường giao thông và các tinh thể muối từ nước biển. Nguồn gây ô nhiễm này tính theo đơn vị vận tải có quy mô nhỏ nhưng lại tập trung dọc các tuyến đường giao thông, nhất là gần sát thành phố lớn, các khu vực công nghiệp nên tác hại của nó lớn và trong diện rộng. Giao thông đường không cũng gây ô nhiễm đáng kể, đặc biệt các máy bay siêu âm còn gây hư hại tầng ôdôn là tấm lá chắn tia cực tím cho Trái Đất.

Nguồn ô nhiễm do sinh hoạt của con người chủ yếu là do đun bếp hoặc các lò sưởi bằng gỗ củi, than đá, dầu mỏ hoặc khí đốt... Nhìn chung nguồn ô nhiễm này nhỏ nhưng có tính chất tác động cục bộ trực tiếp trong mỗi gia đình nên có thể để lại hậu quả lớn về sau.

6.5.2. Ảnh hưởng của ô nhiễm không khí tới sức khoẻ con người

Các chất ô nhiễm trong môi trường không khí thường tồn tại ở hai dạng phổ biến là dạng hơi, khí và dạng phân tử nhỏ. Phần lớn các chất ô nhiễm đều gây tác hại đối với sức khoẻ con người. Trường hợp nặng, cấp tính có thể gây tử vong, ví dụ như vụ ngộ độc khói sương ở Luân Đôn năm 1952 gây tử vong 5.000 người. Ảnh hưởng mãn tính để lại tác hại lâu dài và diễn ra từ từ là chủ yếu, ví dụ như các bệnh phế quản mãn tính, bệnh ung thư phổi,...

6.5.3. Ảnh hưởng của ô nhiễm không khí tới thực, động vật và các công trình xây dựng

Một số chất chứa trong không khí bị ô nhiễm có thể là nguyên nhân gây ngộ độc cấp tính hay mãn tính cho thực, động vật như khí SO_2 và Cl_2 là các chất gây ô nhiễm đầu tiên trong số các chất gây ô nhiễm có hại mà ta đã biết. Khí SO_2 đặc biệt có hại đối với lúa mạch và cây bông, cây thuốc lá, còn Cl_2 rất nhạy cảm đối với cây ăn quả như cam quýt, có trường hợp ngộ độc xảy ra ngay khi nồng độ còn tương đối thấp.

Mưa axít là hệ quả của sự hoà tan SO_2 vào nước mưa, khi rơi xuống ao hồ, sông ngòi sẽ gây tác hại cho sinh vật dưới nước. Các công trình xây dựng, các tượng đài, các di tích lịch sử văn hoá... đều bị huỷ hoại bởi môi trường không khí đã ô nhiễm như hiện tượng bị ăn mòn, nứt nẻ, mất màu, bong sơn v.v...

6.5.4. Ô nhiễm không khí ở nước ta

Mặc dù đô thị hoá, công nghiệp hoá cũng như giao thông vận tải ở nước ta chưa phát triển, nhưng không khí đã bị ô nhiễm như ở Hà Nội, tại khu vực nhà máy dệt

8-3, nhà máy cơ khí Mai Động, khu công nghiệp Thượng Đình, khu công nghiệp Văn Điển, nhà máy rượu v.v... Khu vực các nhà máy xi măng, thuỷ tinh, sắt tráng men... ở Hải Phòng ; vùng quanh nhà máy hoá chất, nhà máy giấy, nhà máy dệt ở Việt Trì ; các nhà máy nhiệt điện ở Ninh Bình, Phả Lại, Thành phố Hồ Chí Minh và cụm công nghiệp Biên Hoà đều đã bị ô nhiễm.

Trên các đầu mối giao thông của các thành phố lớn, không khí đều đã bị ô nhiễm. Dân cư sống ở các vùng nói trên đều mắc bệnh về đường hô hấp, bệnh ngoài da, bệnh mắt với tỉ lệ cao.

6.5.5. Các biện pháp phòng ngừa ô nhiễm không khí :

Cần quản lí và kiểm soát chất lượng môi trường khí bằng các luật lệ, chỉ thị về tiêu chuẩn chất lượng môi trường không khí. Quy hoạch xây dựng đô thị và khu công nghiệp trên tinh thần hạn chế sự ô nhiễm không khí khu dân cư. Xây dựng công viên, hàng rào cây xanh, trồng cây hai bên đường, để hạn chế bụi, tiếng ồn, cải thiện chất lượng không khí thông qua sự hấp thụ CO_2 trong quang hợp. Áp dụng các biện pháp công nghệ, lắp đặt các thiết bị thu lọc bụi và xử lí độc hại trước khi thải ra khí quyển. Phát triển các công nghệ không khói. Giáo dục ý thức bảo vệ môi trường xuống tận từng người dân để mọi người đều có trách nhiệm chung.

6.6. Câu hỏi và bài tập

1. Đặc điểm khí hậu được hình thành từ.........nhân tố là.............và các nhân tố địa lí khác ảnh hưởng đến nó là.................................

2. Vẽ mô hình thể hiện quan điểm và kết quả phân loại phân đới khí hậu của Alisôp.

3. Quan sát hình 36 và 37, cho biết sự khác nhau giữa lí thuyết và thực tế trong kết quả phân đới khí hậu của Alixôp.

4. Sự khác nhau cơ bản của khí hậu ở đới chính và á đới theo Alisôp. Cho ví dụ.

5. Nguyên nhân nào đã tạo nên sự khác nhau của các kiểu khí hậu ở bờ đông và bờ tây các lục địa. Cho ví dụ.

6. Dùng số liệu về nhiệt độ (t^oC) lượng mưa (M^{mm}) độ ẩm tương đối ($\tau\%$) dưới đây để vẽ biểu đồ khí hậu tổng hợp (t^oC và $\tau\%$ vẽ đồ thị là hai đường cong uốn khúc) ; (M^{mm} vẽ biểu đồ cột). Quan sát hình đã vẽ được cho biết :

- Đây là kiểu khí hậu nào, thuộc đới nào, phát biểu đặc điểm của nó.

- Nhiệt độ cực đại là bao nhiêu vào ngày nào ? ngày đó có τ% bằng bao nhiêu ?

- Nhiệt độ cực tiểu là bao nhiêu vào ngày nào ? ngày đó có τ% là bao nhiêu ?

- Nhiệt độ trung bình năm là bao nhiêu ? Hai ngày có nhiệt độ bằng nhiệt độ trung bình năm là những ngày nào ? vào các ngày đó τ% là bao nhiêu ?

Tháng	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
t^oC	17,4	17,8	19,2	23,5	27,1	28,9	28,9	28,3	26,9	24,5	21,8	18,5
M^{mm}	25	32	44	59	172	147	216	270	396	250	79	29
τ%	84	88	90	88	85	82	82	85	86	84	83	83